

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

7^e SÉRIE, TOME I

N° 5

P. 435-530.

Publié avec le concours du Centre national de la recherche scientifique

PARIS
AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ
28, rue Serpente, 6^e

1959

AVRIL 1960

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Etablissement d'Utilité publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

Extraits des Statuts.

(Conditions d'admission.)

ARTICLE I. — L'Association dite « Société géologique de France », fondée le 17 mars 1830, a pour objet de concourir à l'avancement de la Géologie en général, et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

La durée de la Société est illimitée. Elle a son siège social à Paris.

ARTICLE II. — La Société contribue aux progrès de la Géologie par des débats, des publications et par des encouragements (Prix et Fondations).

La Société tient ses séances ordinaires à Paris; en outre, elle peut tenir une ou plusieurs séances extraordinaires dans une région ou sur un sujet qui aura été préalablement déterminé par le Conseil.

La Société publie : un *Compte rendu sommaire des Séances* et un *Bulletin* distribués gratuitement aux membres; des *Mémoires* qui ne sont pas distribués gratuitement aux membres.

La Société forme une Bibliothèque.

ARTICLE III. — Le nombre des membres de la Société est illimité; les Français et les Étrangers peuvent en faire partie. Il n'existe pas de différences entre les membres.

Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre dans la séance suivante.

Extraits du Règlement.

(Publications.)

N° 12. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés en séance.

N° 13. — L'insertion dans les publications de la Société des travaux présentés par les membres, ou éventuellement par des auteurs étrangers à la Société, est toujours subordonnée à l'avis de la Commission compétente.

N° 14. — Les manuscrits des communications déposés au Secrétariat et non encore publiés ne peuvent être communiqués ou remis, en dehors des membres des Commissions compétentes et des rapporteurs, qu'à leurs auteurs ou aux personnes qu'ils auront autorisées par écrit à en prendre connaissance.

N° 15. — La langue française est seule admise dans les publications de la Société.

N° 17. — L'ensemble des notes par année, d'un même auteur, comptées du 1^{er} avril au 31 mars suivant, ne peut dépasser le total de 16 pages¹, la planche photographique équivalant à 4 pages de texte. Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

1. A la suite du changement de format et de la reproduction de photographies en simili-gravure dans le texte, le Conseil (séance du 2 février 1959) a établi l'équivalence pour le total des notes de chaque auteur à 10 pages du nouveau format; 1 planche en phototypie équivalant à 4 pages de texte; 1 page de simili à 2 pages de texte; les figures en simili, intercalées dans le texte, à 3 fois leur surface.

Avantages accordés aux membres.

Les membres de la Société reçoivent gratuitement le *Compte rendu sommaire des Séances* et le *Bulletin* (statuts, II).

Ils peuvent acheter à la Société : avec une remise de 25 % les *Comptes rendus sommaires*, les *Bulletins*, la *Bibliographie*; avec une remise de 20 % les *Mémoires* de Géologie, de Paléontologie et ceux de la Nouvelle série par mémoires séparés.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile de la Bibliothèque (sauf les cartes, les traités, les ouvrages rares ou nouvellement présentés).

Cotisations 1960 : 35 NF (3 500 fr). Étranger : 40 NF (4 000 fr).

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.

Chèques postaux : Paris 173-72. Téléphone : Dan. 90-61.

Nouvelles observations dans le district stannifère d'Abbaretz-Nozay (Loire-Atlantique)

par Louis CHAURIS et Bernard PARÉ¹.

Sommaire. — Découverte d'alluvions stannifères et de granulite kaolinisée avec cassitérite à La Villefoucré près de Nozay (Loire-Atlantique). Précisions sur les relations de la granulite de Nozay avec les filons stannifères.

La minéralisation stannifère du gisement d'Abbaretz a été rattachée à des phénomènes pneumatolytiques liés à un massif de granulite, affleurant à l'W de Nozay et considéré comme présent à une profondeur relativement faible à l'E de cette ville [Chauris et Paré, 1957]. La recherche d'alluvions à cassitérite au N du gisement de Beaulieu, situé à 3 km à l'W de l'exploitation d'Abbaretz, a amené récemment la découverte près de La Villefoucré (à 2 km au SE de Nozay) d'un bed-rock de granulite kaolinisée contenant de la cassitérite ; les sondages entrepris à Beaulieu ont permis de préciser les relations entre la granulite et les filons minéralisés (fig. 1).

I. ALLUVIONS STANNIFÈRES. — Au S de La Villefoucré s'étend une *dépression* dont l'axe correspond à un thalweg partant du gisement de Beaulieu. Cette dépression est tapissée de *sables* et d'*argiles* riches en mica. Les *galets* sont essentiellement constitués de quartz peu roulés ; ils ont tendance à former des lits discontinus mais sont souvent aussi dispersés dans le sable fin. Ces alluvions contiennent de la cassitérite dont les pourcentages granulométriques, en poids, s'établissent ainsi : $> 5 \text{ mm} = 27 \%$; entre 5 et 2,5 mm = 35,4 % ; $< 2,5 \text{ mm} = 37,6 \%$. Leur épaisseur décroît de l'E à l'W ; elle dépasse rarement 2 m. La surface du bed-rock formé de schistes et surtout de granulite kaolinisée (cf. plus loin) est rarement horizontale.

La nature des matériaux, en particulier l'abondance du mica, conduit à penser que la granulite kaolinisée sous-jacente a fourni une part importante des éléments ; la séparation du sable et de l'argile établit cependant le transport des matériaux. De son côté, la forme anguleuse du quartz

révèle aussi une faible distance de transport ; ces quartz proviennent vraisemblablement, en partie, des filons de Beaulieu. Le remplissage de la dépression de La Villefoucré apparaît donc intermédiaire entre un placage éluvionnaire et un placage alluvionnaire.

2. GRANULITE KAOLINISÉE A CASSITÉRITE. — La granulite kaolinisée recouverte par le placage de La Villefoucré a été reconnue sur plus de 1 km E-W, de La Tréonnais au méridien de Beaulieu, sur une largeur variant de 350 à 500 m, au N du bois de pins jalonnant les travaux antiques ; ses limites nord et sud sont constituées par des schistes siluriens ; ses prolongements est et ouest ne sont pas encore précisés.

La roche est blanche, plastique, riche en quartz et en mica blanc, et renferme de la cassitérite ; localement, elle est légèrement teintée en brun par des oxydes de fer. Le mica blanc contient du *lithium* (environ 0,5 ‰) et des traces d'étain (analyse spectrographique effectuée sous la direction de M. Branche). Le minéral argileux est de la *kaolinite* (examen aux rayons X par M. J. Nicolas). La *cassitérite* se présente en cristaux brun-rouge souvent très foncé, avec faces striées, souvent encore accolés au quartz et parfois au mica blanc.

Deux sondages ont été effectués dans la granulite kaolinisée ; l'un d'eux est descendu jusqu'à 39 m dans cette roche ; l'autre a rencontré à 18,40 m une *granulite saine*, à gros grain, blanc-gris, riche en mica blanc. Au microscope, on y observe de grands cristaux d'orthoclase avec microperthites abondantes, de l'albite avec lamelles de macles tordues ou décalées transversalement,

1. Note présentée à la séance du 6 avril 1959.

du quartz présentant de fortes extinctions rou-lantes, du mica blanc en grandes lames, du mica noir, rare, mais antérieurement plus abondant (biotite presque entièrement décolorée) et un peu d'apatite. Les sulfures de fer sont assez répandus (lames allongées dans le mica, lisérés discontinus autour des micas, plages irrégulières dans le quartz). La granulite écrasée de La Villefoucré est comparable à la granulite affleurant à l'W de Nozay [Chauris et Paré, 1957], particulièrement à la roche de La Gatine. L'absence apparente de tourmaline est sans doute due à la petite quan-

tité d'échantillons examinés; la tourmaline est d'ailleurs relativement peu abondante dans la granulite à l'W de Nozay; la principale différence — présence de sulfures à La Villefoucré — est d'origine secondaire.

Origine de la kaolinisation. Avant de préciser l'origine de la kaolinisation ayant affecté la granulite de La Villefoucré, il paraît intéressant d'établir l'origine d'argiles kaoliniques largement répandues dans la région de Nozay sur les schistes siluriens et sous un placage ferrugineux. Une coupe relevée par L. Davy [1911] près de la gare

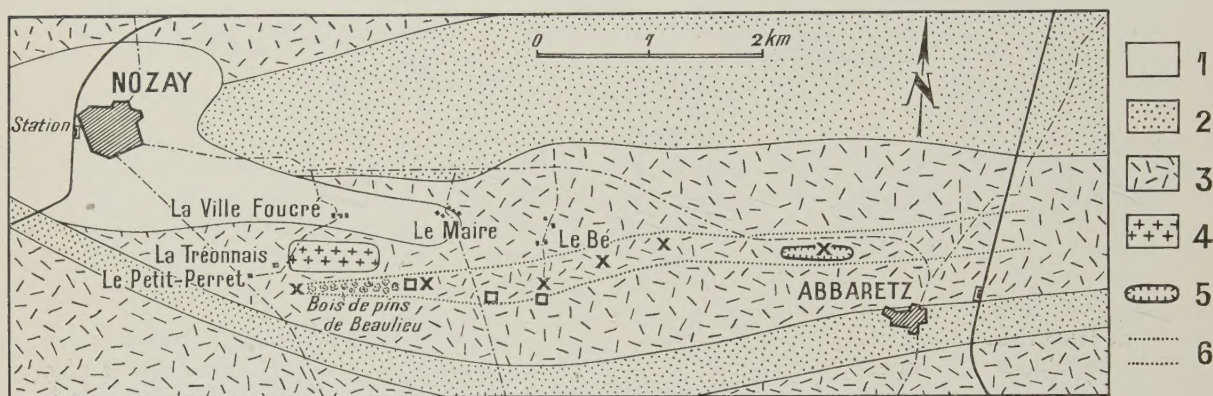


FIG. 1. — Carte géologique schématique de la région de Nozay-Abbaretz, d'après la feuille géologique au 80 000^e de Saint-Nazaire.

1 : placage récent; 2 : Gothlandien et Ordovicien supérieur; 3 : Ordovicien moyen; 4 : granulite kaolinisée;
5 : exploitation d'Abbaretz; 6 : limite des travaux anciens; X : travaux anciens; □ : anciens puits.

de Nozay montrait de bas en haut : le schiste silurien, une couche de plus de 1 m d'argile blanche presque pure, un placage de minerai de fer. Cette disposition se retrouve partout plus ou moins complète; le minerai de fer reposant toujours sur une couche d'argile. Ainsi à l'E de La Villefoucré, une petite carrière montre des bancs de minerais de fer horizontaux reposant sur un mélange de blocs de minerai et d'argile; ici, l'argile est bleu-gris; aux rayons X (examen de M. J. Nicolas), elle apparaît formée de kaolinite, de minéraux micacés et de quartz. Le minerai de fer, riche en quartz, est formé de stilpnosidérite, de goethite et plus rarement d'un peu d'hématite.

Selon M. J. Nicolas [1957], les argiles exploitées aux environs de Chateaubriant (L.-Atl.) sont le résultat d'un phénomène de latéritisation aux dépens des schistes siluriens; à Chateaubriant, le profil est cependant incomplet, puisque si l'argile est bien développée, la croûte ferrugineuse fait actuellement défaut. La disposition des minerais

de fer des environs de Nozay, sous forme de carapace au-dessus d'argiles plus ou moins blanches surmontant elles-mêmes des schistes, conduit à interpréter également ce profil comme d'origine latéritique. Cette formation remonte probablement au Tertiaire; elle est sans doute antérieure au dépôt des « sables rouges » pliocènes (d'après une coupe de L. Davy).

L'origine climatique des argiles liées aux minerais de fer de la région de Nozay n'infirme pas l'origine hypogène de la kaolinisation de la granulite. Cette origine hypogène est établie par les faits suivants :

— dans la granulite kaolinisée, les sulfures apparaissent en profondeur. Si la kaolinisation de la granulite était d'origine météorique, les sulfures ne s'y rencontreraient pas. Par contre, c'est probablement à leur décomposition — météorique cette fois — que doit être rattachée, en partie, la coloration brunâtre locale de la granulite.

— si le sondage ayant rencontré la granulite

saine a été trop peu poussé pour affirmer avec une certitude absolue la disparition générale des teneurs en *cassitérite* dans cette roche, il incite pourtant à penser que cette coïncidence n'est pas fortuite. L'association de la *cassitérite* à la *granulite kaolinisée*, jointe à l'absence de *cassitérite* dans la *granulite saine*, paraît témoigner en faveur de l'origine hypogène de la kaolinisation. Il n'est pas encore possible de préciser ici la chronologie des deux phénomènes.

M. J. Nicolas [1957] a montré que ces deux types de genèse d'argiles kaoliniques ont eu lieu dans le Massif armoricain ; il est intéressant de rencontrer ici ces deux processus à proximité.

Relation de la granulite de La Villefoucré et des filons de Beaulieu. Ces relations ont pu être mises en évidence par l'étude des levés de plans des travaux souterrains de l'ancienne mine de Beaulieu et la récente campagne de sondages. La *granulite* plonge au S sous les schistes de Beaulieu et y émet des apophyses. Des filons de quartz minéralisés sont encaissés dans la *granulite kaolinisée* elle-même minéralisée, ou bien relaient des apophyses E-W de *granulite kaolinisée*. Plus à l'E, en direction d'Abbaretz, dans l'ancienne exploitation du Bé, la *granulite kaolinisée* a presque complètement disparu au profit des filons de quartz.

Les schistes encaissants du gisement de Beaulieu sont parfois violemment plissotés et broyés ; les processus liés à la tourmalinisation et décrits à Abbaretz sont également observés ici. Cependant, tandis qu'à Abbaretz les filons se suivant sur d'assez longues distances ne sont pas rares et sont essentiellement quartzeux, à Beaulieu les amandes quartzueuses manquent de continuité ; de plus le quartz est souvent gainé d'une masse de muscovite plus importante et plus continue que lui ; il est d'ailleurs souvent loin d'être dominant par rapport au mica, surtout dans la partie ouest du gisement, c'est-à-dire à proximité de la *granulite*.

L'épanouissement du gisement de Beaulieu suit si bien la limite *granulite-schiste* qu'on peut admettre que sa minéralisation est liée à ce contact et aux apophyses de la *granulite*.

CONCLUSIONS. — Les nouvelles observations effectuées dans le district d'Abbaretz-Nozay permettent de préciser la place de cette région dans la métallogénie de l'étain du Massif armoricain.

a) Les *alluvions* semblent jusqu'à présent de faible importance dans la région de Nozay ; leur intérêt paraît plus net aux abords des massifs de La Villeder et de Piriac. Par contre, c'est la première fois, à notre connaissance, qu'est signalée dans le Massif armoricain, une *granulite kaolinisée à cassitérite*.

Jusqu'à ce jour cependant, seules les *venues filoniennes* paraissent revêtir une ampleur particulière dans la région d'Abbaretz. La récente campagne de sondages a conduit à estimer les réserves probables du bloc de Beaulieu (700 m de longueur sur 80 m de profondeur) à environ 9 000 tonnes. Ce bloc minéralisé se prolonge vers l'W (région du bois de pins jusqu'au S de La Tréonnais) ; d'autres réserves probables existent dans la région du Bé. Le gisement d'Abbaretz a fourni, de 1952 à 1957, environ 4 000 tonnes de concentrés de *cassitérite* à 65-70 % de Sn.

b) La *liaison des filons* et des lentilles minéralisés, s'étendant d'une manière presque continue sur 5 km E-W d'Abbaretz au Petit-Perret, avec le prolongement en profondeur de la *granulite de Nozay*, est à présent bien établie. Par rapport à la *granulite*, ces filons sont localisés dans une zone cryptobatholitique, localement acrobatholitique à La Villefoucré.

À l'W de Nozay, la *granulite* affleure suivant une mince bande dirigée WNW-ESE ; elle est prolongée en direction, vers l'W, par des filons quartzeux encaissés dans le Silurien ; le quartz de ces filons renferme des placages de muscovite ; localement, la *cassitérite* apparaît de nouveau : ainsi à La Bertellerie, les haldes d'un ancien puits montrent de la *cassitérite*, du mispickel et de la pyrite dans du quartz.

Des gisements ou indices stannifères existent donc de part et d'autre de la zone d'affleurement principal de la *granulite de Nozay*, qui paraît correspondre, dans l'état actuel des recherches du moins, à une zone plus érodée, peut-être située déjà au-dessous de la « dead line » d'Emmons. Ces gisements s'alignent suivant une direction correspondant à celle des bandes sédimentaires et de la *granulite* dont le caractère syncinématique a été souligné [Chauris et Paré, 1957]. Ils paraissent représenter un relais particulièrement intéressant dans la longue traînée stannifère discontinue qui s'étire de Questembert à Beaucouzé, près d'Angers, selon les directions tectoniques majeures du pays. Ce point sera précisé prochainement.

Bibliographie.

- BARROIS Ch. (1897). — Carte géologique de la France au 80 000^e; feuille de Saint-Nazaire, n° 104, 1^{re} éd. (2^e éd., 1949).
- CHAURIS L. et PARÉ B. (1957). — Observations préliminaires sur le gisement d'étain d'Abbaretz (Loire-Atlantique). *B. S. G. F.*, (6), VII, p. 597-610.
- DAVY L. (1911). — Les minerais de fer de l'Anjou et du Sud-Est de la Bretagne. *Bull. Soc. Ind. minér.*, 4^e sér., t. XIV, p. 19-110.
- NICOLAS J. (1957). — Contribution à l'étude géologique et minéralogique de quelques gisements de kaolin bretons. Paris, Publ. Soc. fr. Céramique.
-

Conduite d'une étude hydrogéologique au Gurb-Grayan-l'Hopital (Gironde)

par Henri SCHOELLER et Pierre POUCHAN¹.

Sommaire. — Nous exposons, en un exemple réel, la conduite rationnelle à adopter dans une étude hydrogéologique qui doit comporter une phase de reconnaissance, une phase de prospection et une phase d'étude, précédant la phase de mise en exploitation.

Le temps n'est plus d'aller sur le terrain, examiner un point d'eau, regarder la situation d'une nappe et de décider l'emplacement d'un captage. Combien connaissons-nous de déboires résultant d'une telle méthode. Les besoins en eau deviennent de plus en plus importants, vitaux pour les grandes et petites agglomérations et pour l'industrie. Maintenant, toute étude préalable doit permettre :

- de savoir si l'ouvrage de captage est susceptible de fournir le débit demandé ;

- de savoir si la nappe sera elle-même capable d'alimenter de manière continue le forage, sans risque d'épuisement ;

- de régler les conditions annexes, souvent si importantes : communications avec la mer, qualité de l'eau, etc.

Ces processus inaugurés en Tunisie, étendus en Afrique du Nord, deviennent indispensables en France.

Aussi, donnons-nous ici beaucoup plus que la description d'une ou plusieurs unités hydrogéologiques, la conduite de l'étude de la région du Gurb, qui, par ses avantages, permet d'aboutir à des résultats précis et de réaliser finalement d'importantes économies pécuniaires.

Il s'agissait de rechercher un débit annuel de 116 300 m³ avec les possibilités de fournir en juillet et août, des débits de 1 000 m³/j.

Pour réaliser ce projet, nous avons divisé l'étude sur le terrain et en laboratoire, en trois phases : une phase de reconnaissance, une phase de prospection puis une phase d'étude, chacune succédant à la précédente en cas de résultats favorables, chacune étant précédée par un programme de travail.

I. PHASE DE RECONNAISSANCE. — L'étude géologique montrait que l'on pouvait rechercher l'eau dans trois nappes souterraines :

- dans les sables paléocènes, entre 100 et 140 m de profondeur. Mais dans un forage voisin à l'Amélie, la nappe, par suite de sa communication avec la mer, est salée.

- dans le calcaire de Blaye. De nombreux petits forages y retirent de l'eau douce à l'Amélie, entre 40 et 60 m de profondeur. Mais comme cette nappe se déverse dans la mer, certainement non loin du rivage, il était à craindre qu'on n'attire de l'eau de mer à la longue.

- dans le Quaternaire et le Pliocène.

Il fallait donc s'adresser au Pliocène et au Quaternaire dont la succession est la suivante :

Dunes actuelles : Quaternaire ancien : sables gris, grossier, plus ou moins argileux : 6 m.

Pliocène : argile du Gurb : 6 m.

Sable graveleux, visible sur 1 m. La phase de prospection a montré que ces sables pouvaient atteindre 9 m d'épaisseur².

L'argile du Gurb affleure le long du rivage au niveau des plus hautes marées. Dans la partie sud de la région étudiée, la base des dunes est bien au-dessus du niveau de la mer, au-dessous des sables grossiers du Quaternaire ancien. Mais vers le Nord, elle coupe en biseau, de telle sorte qu'elle arrive bientôt à reposer directement sur l'argile du Gurb.

La reconnaissance montrait que l'on avait trois nappes :

1. Note présentée à la séance du 4 mai 1959.

2. PAQUEREAU M. M. et SCHOELLER M. (1959) : Quaternaire et Pliocène du Gurb. B. S. G. F., (7), 1, p. 79-83.

1) *Une nappe certaine dans les sables dunaires.* En effet, au N du Gurp, au blockhaus (coord. Lambert 327,0-355,5), là où les sables dunaires descendent sur l'argile du Gurp, des émergences et même des sources débitaient plusieurs litres par seconde d'une eau ayant les teneurs suivantes

Cl = 110 ; Na = 60 ; $\text{HCO}_3 = 61$; Ca = 26 ; avec un pH de 6,5.

De plus, la perméabilité de tels sables est relativement bonne, variant entre 2 à 5×10^{-2} cm/s, mesurée au perméamètre.

2) *Une nappe certaine dans les sables grossiers du Quaternaire ancien.* En effet, tout le long de la falaise, il y a de nombreuses émergences avec parfois des sources contractées qui, sur une longueur de 900 m lors de l'étude, débitaient un total d'environ 5 l/s. Mais les mesures de la perméabilité au perméamètre à eau n'ont donné que des valeurs faibles de l'assise : $9,2 \times 10^{-4}$ cm/s dans le tiers du bas ; $1,9 \times 10^{-5}$ cm/s dans le tiers du milieu ; $2,2 \times 10^{-4}$ cm/s dans le tiers du haut ; toutes perméabilités ramenées à la température 12° 5 des eaux de la nappe.

Une analyse sommaire de l'eau indiquait les teneurs suivantes en mg/l : Cl = 120 ; Na = 62 ; $\text{HCO}_3 = 134$; Ca = 42 ; pH = 6,4.

La teneur relativement élevée en Cl et Na est tout à fait normale. Elle provient des embruns qui se sont infiltrés avec l'eau de pluie à proximité du rivage. En tous les cas, il ne peut y avoir communication avec la mer puisque c'est une nappe de déversement.

En raison du contact avec le lignite, l'eau est légèrement ferrugineuse.

3) Enfin qu'il y avait la possibilité de trouver une couche aquifère sous l'argile du Gurp. Mais cela restait hypothétique.

Il ressortait donc que les dunes et le Quaternaire pouvaient peut-être donner le débit demandé.

Il était bien évident que ces nappes, en communication l'une avec l'autre, étaient alimentées par leur surface. Comme la pluviométrie est de 800 mm/an, pour avoir 120 000 m³/an, il était nécessaire de pouvoir disposer d'une surface d'alimentation de $S = \frac{1\,200\,000}{0,8 \times n}$ m², n étant le coefficient d'alimentation.

Il fallait donc choisir des zones à coefficient d'alimentation élevée, c'est-à-dire des parties déboisées au sein de cette partie de la forêt de pins qui recouvre toute la région. Avec un coefficient de 0,5, il était nécessaire de disposer d'une surface déboisée de 0,3 km², si l'on ne pouvait compter sur une alimentation arrière de la nappe.

Il fallait en outre que les zones possibles soient allongées parallèlement à la mer, de façon à pouvoir disposer, pour l'exploitation, une chaîne de puits de captage perpendiculaire à la direction de l'écoulement des nappes.

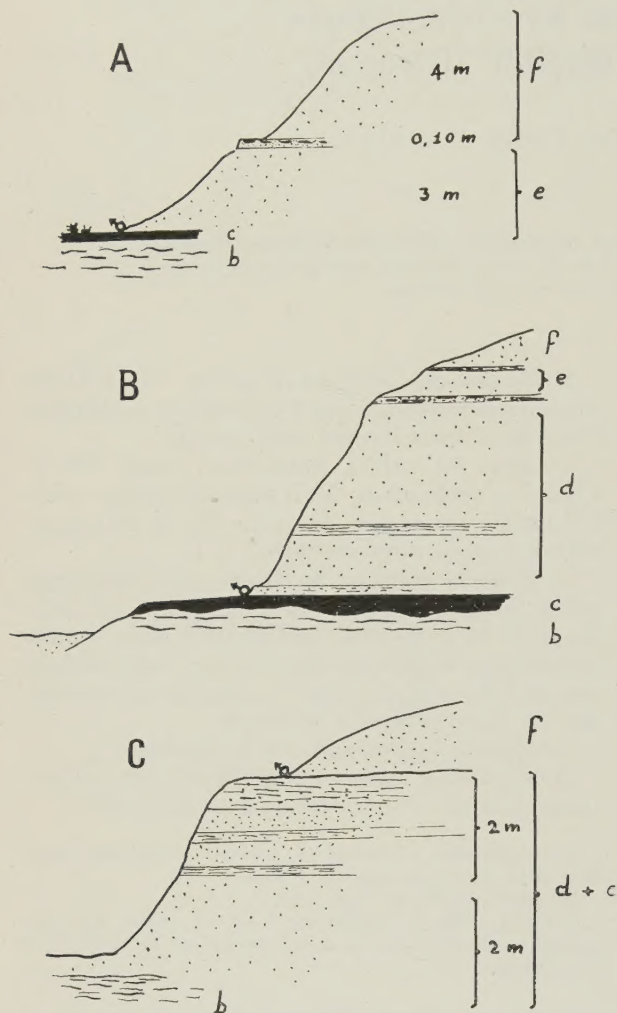


FIG. 1. — Coupes de la falaise du Gurp.

b : argile du Gurp ; c : lignites ; d : sables argileux fluviatile ; e : horizon humifère ; f : dune actuelle.

en mg/l : Cl = 163 ; Na = 89 ; HCO_3 comb. = 99 ; Ca = 52 ; le pH étant égal à 6,4.

Et lorsque les sables se trouvent en haut de la falaise, sur les sables du Quaternaire ancien, ils arrivent en certains points, comme en 326,6-353,45 (Lambert), à donner des sources de 1 à 2 l/s d'une eau ayant les teneurs en mg/l :

Nous avons ainsi repéré six emplacements possibles.

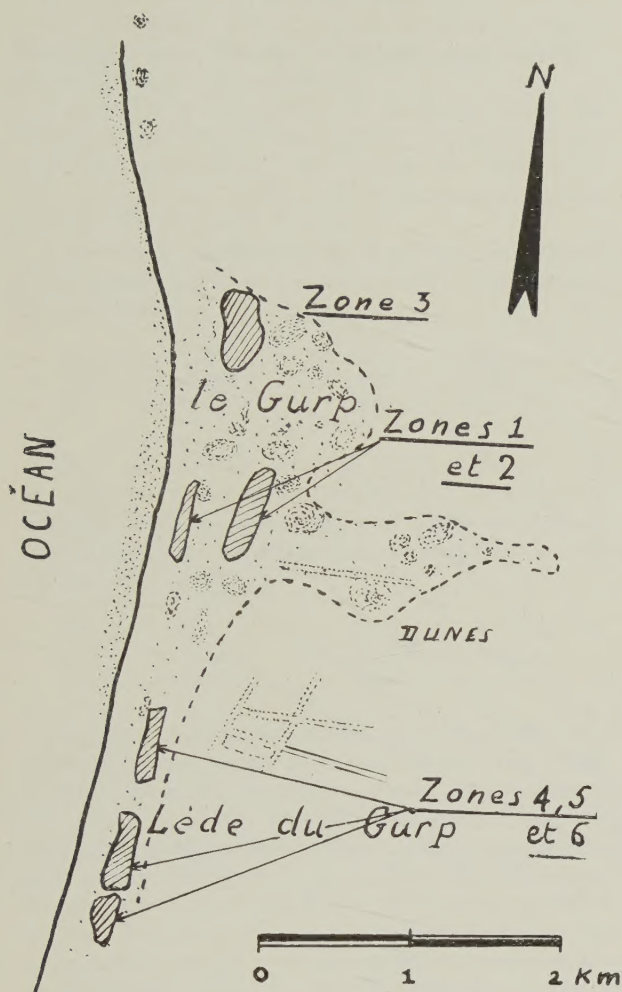


Fig. 2. — Situation des zones étudiées.

II. PHASE DE PROSPECTION. — De ces six emplacements, trois seulement furent retenus, comme convenant aux dispositions du lotissement à créer, soit aux points de coordonnées vers 327,5-355,6 pour le n° 3; 327,5-354,85 à 327,7-355,2 pour le n° 1, et 327,3-354,85 à 327,4-355,3 pour le n° 2.

Dans chacun de ces emplacements, il avait été décidé de creuser un ou deux forages de prospection, de manière à reconnaître les épaisseurs des sables dunaires, des sables du Quaternaire ancien et du Pliocène sous l'argile du Gurp, d'apprécier la perméabilité de chaque aquifère, en appliquant la méthode de Theis ou la méthode de Dupuit-Thiem, mais en n'utilisant qu'un ou

deux piézomètres au maximum. Il s'agissait aussi d'avoir une appréciation de la pente de la surface des hydrohypes des nappes.

La nappe du Pliocène, captive, s'est montrée très irrégulière à tous les points de vue. En tel endroit, la perméabilité est bonne, en tel autre, franchement mauvaise. La surface des hydrohypes est tout à fait inégale; comme la nappe communique avec la mer, un pompage prolongé de 120 000 m³/an, à quelques centaines de mètres seulement du rivage, risquerait d'attirer l'eau salée. Ceci nous conduisit à abandonner la nappe pour une exploitation éventuelle de celle-ci.

La nappe du Quaternaire ancien et la nappe des sables dunaires ne forment en réalité qu'une seule nappe libre mais présentant deux formations superposées de perméabilités différentes. Elles ont donc été étudiées ensemble.

Dans la zone 1, la partie aquifère est essentiellement dans les sables dunaires où elle a une épaisseur variant entre 1,80 et 3 m, une perméabilité de 0,03 cm/s et de 0,06 cm/s.

Dans la zone 2, le niveau perméable aquifère n'a que 26 cm d'épaisseur dans le Quaternaire ancien.

Dans la zone 3, le forage de reconnaissance a donné une nappe de 3,9 m d'épaisseur dans la partie basse des sables dunaires, avec une perméabilité de 0,069 à 0,071 cm/s, d'après la méthode de Theis, et de 0,069 cm/s au perméamètre à eau.

La perméabilité de la nappe supérieure, dans les sables dunaires, est donc assez régulière et bonne. De plus, partout, la surface libre de la nappe est à 8 à 10 m au-dessus du niveau de la mer. Enfin, jusqu'au rivage, l'imperméable est au-dessus du niveau de la mer. Un pompage prolongé et même intensif ne risquerait pas d'attirer l'eau de mer.

Par conséquent, c'est à cette nappe qu'il fallait s'adresser.

La conclusion était que l'étude devait maintenant se faire, non dans les zones 1 et 2, qui ont les épaisseurs minimales d'aquifères, mais dans la zone 3 où, en particulier, les sables dunaires descendent beaucoup plus profondément par suite de l'amincissement des alluvions du Quaternaire ancien.

De plus, il y a là une zone déboisée relativement plane de 500 m de longueur parallèlement à la mer et de 400 à 450 m de largeur.

III. PHASE D'ÉTUDES. — La zone 3 ayant été retenue, il fallait passer à la phase détaillée de celle-ci. Il s'agissait alors de déterminer dans

cette zone 3 : l'épaisseur H des sables dunaires aquifères dans toute l'étendue ; la perméabilité K en un grand nombre de points ; l'inclinaison i de la surface de la nappe.

Il devenait ainsi possible de calculer le débit

de la nappe le long de son front L , en appliquant la loi Darcy :

$$q = L \cdot h \cdot K \cdot i$$

Il fut donc décidé de placer trois systèmes

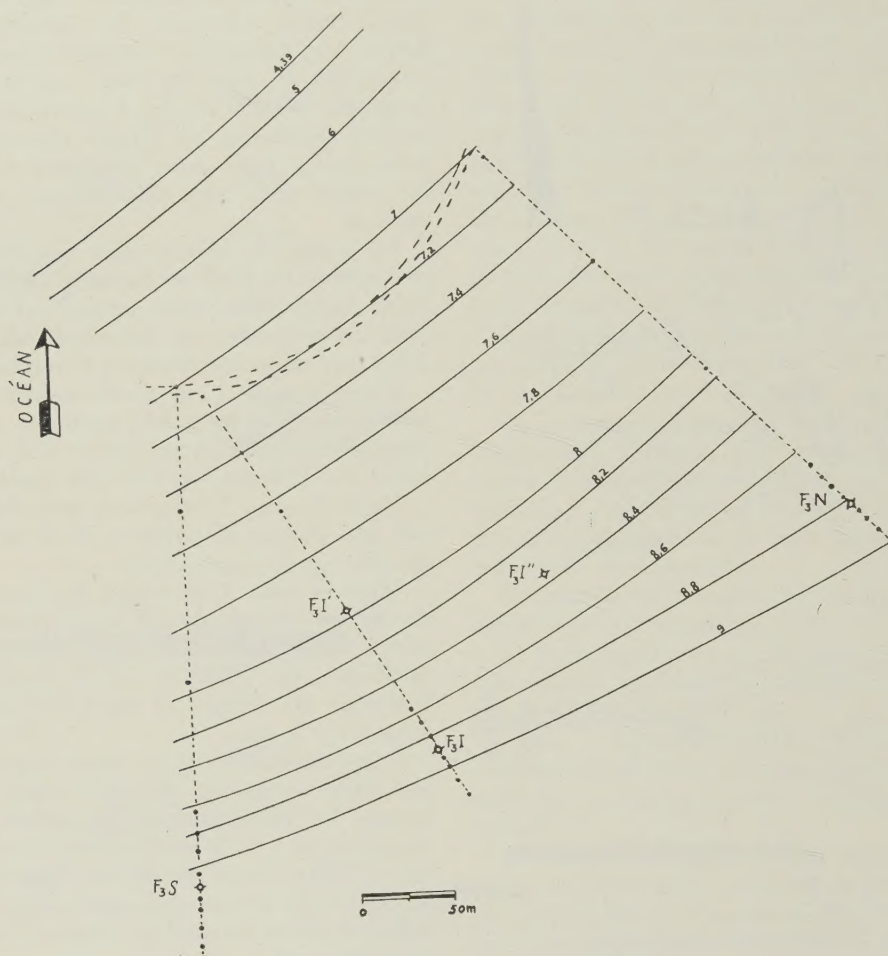


FIG. 3. — Zone 3 ; situation des forages et hydroisohypses.

forage-piézomètres, un à chaque extrémité, un autre au milieu, puis des systèmes intermédiaires en fonction des premiers résultats obtenus et de l'argent disponible.

Chaque système devait comprendre, et c'est ce qui fut réalisé :

- un forage descendant jusqu'à la base des sables dunaires ;

- 4 tubes piézométriques, situés à 5, 10, 20 et 30 m du forage et disposés parallèlement à l'écoulement de la nappe, en amont de celle-ci ;

- 4 tubes piézométriques disposés de la même manière, mais en aval ;

- 3 tubes piézométriques situés à égale distance les uns des autres, entre la mer et le dernier des tubes précédents. Tous les orifices des tubes et forages devaient être nivelés, ainsi que le sommet de l'argile du Gulp.

Le forage et les huit premiers tubes piézométriques devaient être utilisés pour l'application de la méthode de Theis ou celle de Jacob. Les trois derniers étaient destinés à compléter les données des premiers pour construire la surface de la nappe.

Nous ne donnerons pas le détail des dispositions et des études.

De fait, après l'établissement et l'étude des trois premiers systèmes, S (au Sud), N (au Nord), I (intermédiaire), deux autres systèmes, I' et II'' moins complets, furent placés entre les autres. Ces lettres caractériseront les forages et les tubes piézométriques des systèmes.

L'aquifère et l'épaisseur de la nappe. Tous les forages traversèrent les sables dunaires, reposant soit directement sur l'argile du Gulp, soit sur la base des sables du Quaternaire ancien presque entièrement érodé.

Les forages donnèrent les hauteurs suivantes, de la nappe d'eau à la fin de l'hiver et au début du printemps :

Fs	= 4,47 m	FI'	= 4,93 m
FR ³	= 3,50	FI''	= 6,20
FI	= 4,11	FN	= 4,40

Mais, en période d'étiage, cette épaisseur de la nappe se trouve être diminuée de 0,40 à 0,50 m. En effet, le 14 octobre 1957, on releva les baisses suivantes dans les tubes piézométriques laissés comme témoins :

FN-7	= 0,46 m	FI-10	= 0,40 m
FN-11	= 0,56	FS-6	= 0,41
FI-6	= 0,45	FS-11	= 0,40

L'extension de la nappe. La nappe s'étend vraisemblablement assez loin en amont vers l'Est, d'abord sous les premières dunes nues, puis à l'E sous les dunes boisées, puis plus à l'E encore sous la plaine quaternaire. Dans cette direction amont, la pente de la surface piézométrique ne peut que rester très faible, car, sur de grandes parties, la surface du sol reste plane et basse. Le niveau de la nappe y est alors à faible profondeur, en particulier en hiver, de telle sorte que la végétation forestière peut y puiser facilement de grandes quantités d'eau par évapotranspiration.

La surface de la nappe a été déterminée à l'aide des cotes d'eau dans les forages et les tubes piézométriques, ce qui nous a permis de dresser les courbes hydroisohypses.

Leur tracé montre une surface régulière dans son ensemble, avec une pente de 6 à 9/1 000. Cette surface est de 0,40 à 0,50 m, plus basse en période d'étiage, mais sans modification sensible de la pente.

Naturellement, la pente au voisinage de la mer, c'est-à-dire au voisinage des émergences au pied des dunes, s'accroît très rapidement.

La perméabilité K et la transmissivité T ont été déterminées avec la méthode de Theis et la méthode de Jacob. Rappelons que la transmissivité est le produit de la perméabilité par l'épais-

seur de la nappe d'eau. En effet, en faisant des essais de pompage dans une nappe libre, on perturbe son écoulement, ce qui se traduit par une modification de sa surface piézométrique. Le cône de dépression se propage lentement, et pour obtenir l'équilibre il faut attendre que la marge du cône atteigne les limites hydrogéologiques de l'aquifère, ce qui demande un temps très long, histoire de semaines ou de mois, ou même d'années, selon les distances. Il est donc préférable de ne pas se servir des formules d'équilibre de Dupuit-Forscheimer-Thiem.

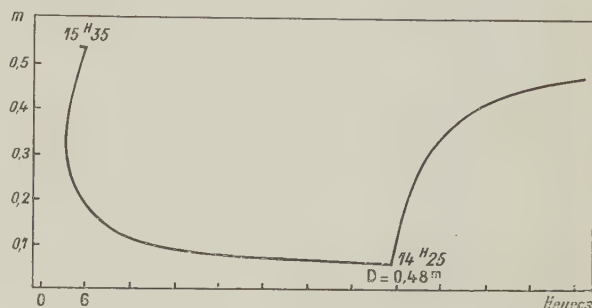


FIG. 4. — Courbe de pompage (ordonnée curviligne) du piézomètre de F₃N.

Aussi, avons-nous utilisé les méthodes de non-équilibre : la méthode de Theis et la méthode approximative de Jacob, appliquant l'une et l'autre par observations sur les descentes des niveaux d'eau et les remontées, après cessation de pompage.

Les valeurs de la transmissivité T peuvent être déterminées à l'aide des observations sur un seul piézomètre, faites en fonction du temps, c'est-à-dire de $D \cdot f(t)$, ce qui donne la valeur de T en ce point et à son voisinage direct. Mais nous avons préféré les déterminations à l'aide des observations faites sur l'ensemble des piézomètres, soit de $D \cdot f\left(\frac{R^2}{t}\right)$, D étant le rabattement, t le temps,

R les distances des piézomètres au forage. En effet, cette dernière méthode donne une valeur moyenne de la transmissivité T.

Les niveaux d'eau avaient été observés dans certains piézomètres à l'aide d'enregistreurs Richard, dans les autres, à l'aide d'une sonde électrique, ou d'une simple sonde à lame de bois en-
duite de craie.

Toutes les déterminations de la transmissivité ont été faites sur les bandes des appareils enregistreurs.

3. Forage de reconnaissance.

Nous avons ainsi obtenu les transmissivités et perméabilités suivantes :

	F_S	F_I		F_I''	F_N	
		am.	av.		am.	av.
T l/sm... 2,0	1,06	2,48	4,8	4,16	4,70	
K l/sm ² ... 0,44	0,26	0,60		1,02	1,07	
K cm/s ... 0,044	0,026	0,06		0,102	0,107	
i/1 000. ... 9,2	5,78	12,7	8	6,70	5,80	
q/l/sm ... 0,019	0,006	0,032	0,038	0,030	0,027	

Connaissant la pente i de la nappe au point de détermination de chaque transmissivité, il était facile de déterminer le débit $q = T \cdot i$ de la nappe sur 1 m de front de celle-ci, en chacun de ces points. Les résultats sont indiqués sur le tableau ci-dessus.

On voit nettement que c'est la partie nord de la nappe qui est la meilleure.

Calcul du débit de la nappe en hiver. Nous sommes obligés maintenant, d'extrapoler ces valeurs de transmissivité et de débit trouvées, pour les appliquer à des secteurs de la nappe.

Au secteur nord, auquel nous attribuerons une largeur de 200 m, nous donnerons à q la valeur approximative de 0,030 l/sm.

Au secteur sud, nous attribuerons aussi une largeur de 200 m, avec une valeur q approximative de 0,015 l/sm, valeur vraisemblablement en dessous de la vérité.

Nous aurons donc pour :

le secteur nord : $Q = 200 \times 0,030 = 6$ l/s soit 520 m³/j
 le secteur sud : $Q = 200 \times 0,015 = 3$ l/s soit 260 m³/j
 au total, $Q = 9$ l/s soit 780 m³/j

Calcul du débit de la nappe en période d'été.
 La baisse étant à peu près partout sensiblement la même, la pente n'a donc pas changé dans la partie étudiée de la nappe. Les rapports entre les débits d'hiver et d'été seront ainsi les mêmes que les rapports d'épaisseur e en hiver et e' en été. Or on a :

	e	e'	e'/e
F_S	4,57	4,15	0,909
F_I	4,11	3,66	0,892
F_N	4,39	3,83	0,873

On aura donc pour :

le secteur nord : $q = 0,030 \times 0,873 = 0,026$ l/sm
 le secteur sud : $q = 0,015 \times 0,909 = 0,0136$ l/sm
 le secteur nord : $Q = 5,2$ l/s, soit 450 m³/j
 le secteur sud : $Q = 2,7$ l/s, soit 233 m³/j
 au total : $Q = 7,9$ l/s, soit 683 m³/j

ou pour le total : 20 490 m³/mois.

EN CONCLUSION. Si l'on suppose que pendant toute l'année la nappe ne fournit qu'un débit d'été, que nous réduisons à 20 000 m³/mois le débit total annuel correspondant sera de 240 000 m³, débit supérieur au débit demandé, 116 300 m³/an.

LA CHIMIE DES EAUX. — Toute étude hydrogéologique doit comporter une étude géochimique. Ici elle est simple.

Les analyses des eaux sont données dans le tabl. 1.

	R_2	R_1	F_3S	F_3I	F_3N
NH ₃	tr	0	0	0	0
Fe.....	10	13	11	11	5,70
Ca.....	44,64	26,40	15,44	23,12	30,84
Mg.....	5,40	7,06	9,17	7,86	6,02
Cl.....	83,42	67,45	88,75	65,67	63,90
SO ₄	14,81	23,45	17,69	21,39	29,63
NO ₃	0,66	2,87	2,87	2,21	1,64
NO ₂	0	0	0	0	0
PO ₄ H ₃	1,21	2,02	2,70	3,37	1,35
HCO ₃	122	83,6	59,17	79,30	94,55
rs.....	314	258	267	253	233
dh.....	13,3	9,2	7,5	8,9	10,1
pH.....	7,4	7,1	6,4	7	7,9
rSO ₄ /rCl....	0,132	0,259	0,148	0,156	0,109
rMg/rCa.....	0,202	0,446	0,997	0,560	0,325
rCl — rNa					
— rCl ...	+0,295	+0,201	+0,291	+0,122	+0,09
rCa/rNa	1,35	0,87	0,38	0,45	0,86
rMg/rNa	0,27	0,39	0,37	0,26	0,28

TABLEAU 1. — Analyses chimiques des eaux.

R_2 : Pliocène (for. de recherche). — R_1 : nappe des sables éoliens (for. de recherche). — F_3S : for. de la ligne sud. — F_3I : for. de la ligne intermédiaire. — F_3N : for. de la ligne nord.

Les poids sont exprimés en mg/l. — rs : résidu sec ; dh : degré hydrotimétrique ; les symboles chimiques précédés de la lettre r indiquent qu'il s'agit de milliéquivalents.

Toutes ces eaux ont une minéralisation en chlorures et en sulfates un peu au-dessus de la normale. Ce n'est nullement dû à une contamination d'origine organique — la région est littéralement déserte — mais à un apport de sels cycliques par les embruns poussés par le vent et par les pluies chargées d'embruns au voisinage de la côte. Cette participation d'eau de mer à la minéralisation des eaux, est encore soulignée par les rapports rSO_4/rCl , $\frac{rCl - rNa}{rCl}$, rMg/rNa , voisins de ceux de l'eau de mer : 0,103 pour le premier, 0,124 pour le second et 0,228 pour le troisième. Elle est également indiquée par un rapport rMg/rCa un peu plus élevé que la normale.

Mais la minéralisation est faible en Ca et Mg, en raison de la nature essentiellement siliceuse des sables dunaires, ce qui entraîne également une valeur relativement faible en HCO_3 , puisque au HCO_3 issu du CO_2 gazeux de l'atmosphère du sol, ne s'ajoute pas le HCO_3 provenant des bicarbonates. L'acidité due à l'excès de CO_2 libre qui en résulte, de même que la présence de lignite dans la couche aquifère créant un milieu réducteur, permettent la mise en solution de fer qui est ici, de ce fait, en teneur élevée.

PROJET D'EXPLOITATION DE LA NAPPE. — Une telle étude permet d'avoir les bases indispensables pour établir les projets d'exploitation de

la nappe. Là doit intervenir un accord entre l'hydrogéologue et les techniciens. C'est ainsi que l'hydrogéologue recommandera de placer les ouvrages de captage :

— le long d'une ligne N-S, normale au sens de l'écoulement de la nappe, et non comme on le fait trop souvent, le long d'une ligne parallèle à l'écoulement.

— au pied des dunes de la bordure est de la zone, car ces dunes dénudées reçoivent certainement une grande partie de l'alimentation de la nappe. De plus, il faut avoir en aval de la zone de captage, une certaine aire de réserve. Mais d'un autre côté, il ne faut pas s'approcher trop des dunes, car il est possible que le substratum de Quaternaire ancien se relève en se complétant par le haut par suite du manque d'érosion.

Ainsi on pourra placer les ouvrages le long de la ligne réunissant les forages 5, ou bien le long d'une ligne réunissant les emplacements des tubes piézométriques 3 A-9, 3 C-8, 3 B-9.

On se souviendra pour placer les points, que si l'on demande un débit q l/s à un puits, celui-ci exploitera dans la partie nord un front de nappe égal à $\frac{q}{0,030}$ et à $\frac{q}{0,015}$ m dans la partie sud.

Enfin, l'hydrogéologue indiquera que l'exploitation de la nappe exigera le maintien d'un déboisement complet de toute la zone 3, afin de maintenir le plus grand coefficient d'alimentation de cette partie de la nappe.

La prospection pétrolière dans le périmètre de Dammartin (Seine-et-Marne)

(Société pétrolière de recherches dans la région parisienne, PETROREP)¹

par Robert TILLOY².

Sommaire. — Cette note est une mise au point des travaux de prospection et des résultats obtenus en production à la fin du mois de mai 1959 sur le gisement de Coulommès-Vaucourtois. Elle résume les premières hypothèses stratigraphiques et tectoniques émises à la suite de quelques sondages profonds exécutés dans le périmètre de Dammartin.

LE GISEMENT DE COULOMMÈS. — En 1956-1957, une campagne de sismique-réflexion découvre une structure anticlinale au SE de Meaux. La forme de cette structure et la valeur de ses fermetures sont précisées par neuf forages de 900 à 1 100 m de profondeur, arrêtés au toit du Jurassique. Un forage d'exploration est alors implanté au sommet présumé : CS 1. Le 22 février 1958, il atteint le Dogger à la profondeur de 1 875 m (cote — 1 711 m), et une carotte de 18 m imprégnée d'huile est extraite. Un test permet de recueillir 8 m³ d'huile en 2 h 30. Le forage est poursuivi jusqu'à la base du Dogger. Au total, 23 m de calcaires bathoniens sont imprégnés ; aucune trace d'huile n'est décelée sous la couverture des marnes bajociennes.

Une série de forages permet de reconnaître un premier sommet à proximité même du village de Coulommès. Le plan d'eau fut touché à CS 1, E 9 et D 7. Il se situe entre — 1 732 et — 1 733 m. Le forage D 7 limite le gisement en direction du SW. Le point haut de cette partie du gisement se situe pour l'instant à E 8, où le Dogger fut atteint à — 1 699 m et où le Bathonien est imprégné sur 34 m (fig. 1).

Vers le NE, une légère fermeture s'amorce avec les forages E 18 et F 9, mais une nouvelle culmination réapparaît avec F 29, où le toit du Dogger fut atteint à — 1 691 m, avec 44 m d'imprégnation. A 2 km au NE, le forage BH 1 rencontre le Bathonien imprégné à — 1 706 m, le plan d'eau se situant toujours à — 1 732 m. Ce dernier semble donc parfaitement horizontal.

Les deux axes de Coulommès et de Vaucourtois s'alignent très bien sur l'axe sismique qui se

prolonge au NE de la structure de Vaucourtois.

Les deux structures de Coulommès et Vaucourtois présentent les mêmes caractéristiques tectoniques : un sommet très plat limité par la courbe — 1 705 m et des flancs plus pentés, particulièrement en se dirigeant vers D 7 (fig. 1).

Il est à remarquer que la fermeture sud-ouest (D 8-D 7) et nord-ouest (E 9-E 19-E 29) semble se dessiner dans la topographie actuelle. Le sommet du gisement coïncide avec le plateau de Coulommès. Un plateau similaire (château de Belou) existant au NW d'un petit ruisseau (ru du Mesnil) soulignant la fermeture de Coulommès, un forage fut entrepris à 1 km de là : BE 1. Ce dernier a rencontré le Jurassique 75 m plus bas qu'à Coulommès. Tout espoir d'y atteindre le Dogger à une cote convenable par rapport au plan d'eau semblait perdu, quand une diminution d'épaisseur du Jurassique supérieur, et en particulier des séries argileuses et marneuses fit remonter le toit du Dogger à — 1 708 m. Ce dernier était imprégné sur 24 m de hauteur environ. Le plan d'eau se situant sensiblement à la même cote qu'à Coulommès. D'autres forages sont prévus pour étudier l'importance de cette nouvelle extension.

CARACTÉRISTIQUES DU GISEMENT. — La superficie actuellement reconnue est de l'ordre de 8 à 10 km².

Le Bathonien débute par des calcaires com-

1. L'auteur de cet article tient à souligner la part importante qui, dans ce travail, revient à tous ses collaborateurs de PETROREP (M^{lles} Biot et François, MM. Dardenne, Choppy, Cochet, Monchaux, Cousin, et Plattard).

2. Note présentée à la séance du 4 mai 1959.

pacts qui passent à des calcaires oolithiques imprégnés. L'épaisseur de cette formation augmente vers le NE (6 à 8 m à Coulommès, 12 m à BH 1). Au-dessous, nous trouvons une couche de calcaires sublithographiques fissurés verticalement et horizontalement. Les fissures sont imprégnées d'huile. A l'inverse des calcaires ooli-

thiques, leur épaisseur diminue vers le NE. Sur la structure de Coulommès, et non sur Vaucourtois, s'intercale dans les calcaires sublithographiques une couche détritique dont les éléments semblent grossir vers le SW. Au-dessous apparaît une formation détritique et même vacuolaire, où l'on peut reconnaître des galets, des Algues cal-

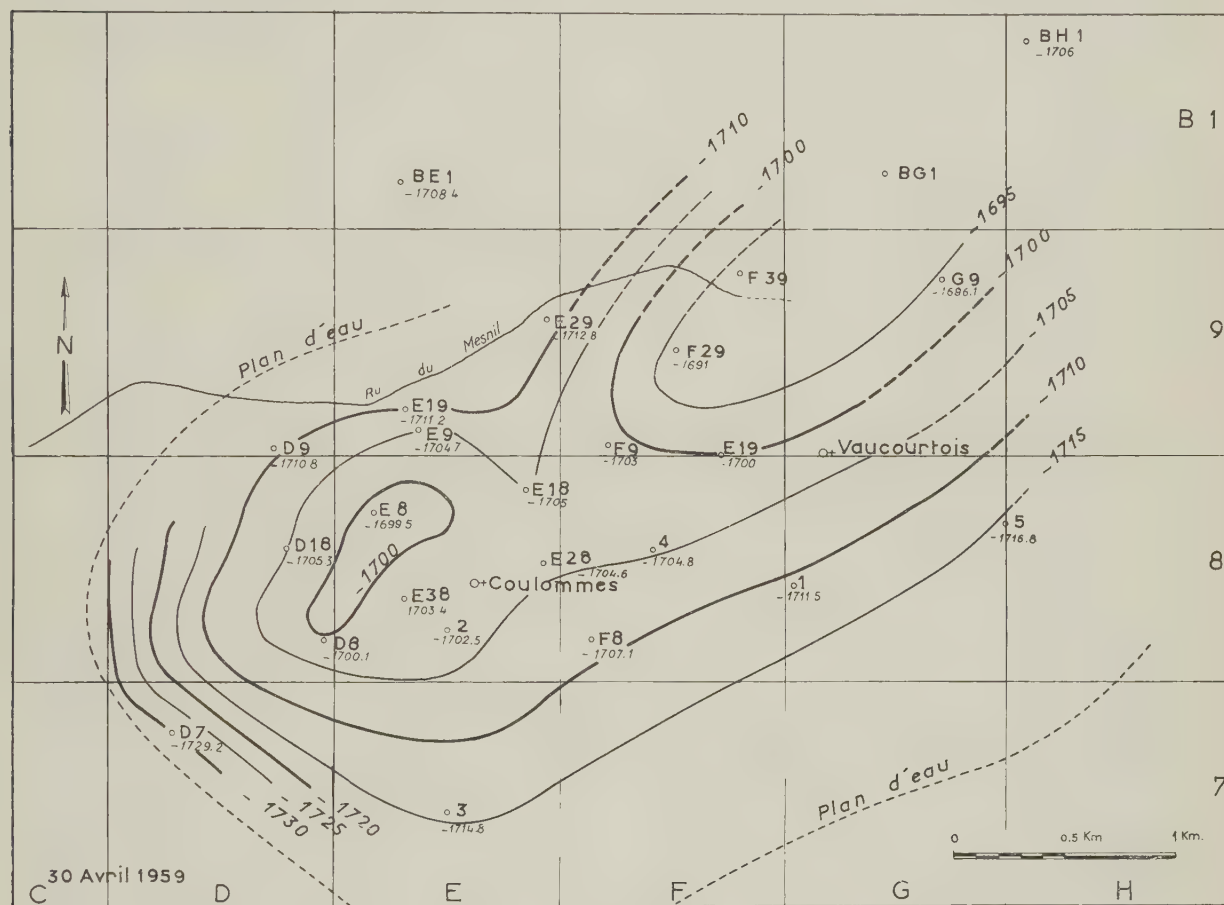


FIG. 1. — Isobathes du Dogger dans la structure de Coulommès.

caires, des Polypiers, l'ensemble faisant penser à une origine subrécifale (fig. 2).

L'huile imprègne toutes les formations ci-dessus, situées au-dessus de la cote — 1 732 m.

La couche oolithique a une porosité de 5 à 10 % suivant les forages et une perméabilité de l'ordre de 7 millidarcys. Porosités et perméabilités augmentent fortement dans la couche détritique intermédiaire, ce qui a permis à CS 2 d'obtenir, à puits ouvert, un débit journalier de 120 à 140 m³/jour. Dans les calcaires sublithographiques, la matrice est peu imprégnée. Il est dif-

ficile d'évaluer la quantité d'huile contenue dans les fissures, par contre, celles-ci semblent assurer un bon drainage vertical. La couche détritique et vacuolaire inférieure offre des porosités de 10 à 15 % et des perméabilités qui croissent rapidement vers le bas pour atteindre 25 et même 50 darcys. Une diminution d'épaisseur de l'ensemble calcaires oolithiques-calcaires fissurés est à noter : 25 m à Coulommès, 20 m à BH 1. Ce fait est très important au point de vue des réserves. A Coulommès, seules les parties du gisement situées au-dessus de la cote — 1 705 m environ offrent

des possibilités de réserves dans la couche vacuo-
laire à forte porosité; par contre, au NE de Vau-
courtois, cette condition est remplie dès que le
toit du Dogger se situe au-dessus de la cote
— 1 710 m environ. Ce phénomène augmente for-
tement la valeur des réserves vers le NE (fig. 2).

RÉGIME DU GISEMENT ET EXPLOITATION. —
Le pétrole, de densité 0,85, ne contient que 3 m³
de gaz pour 1 m³ d'huile. Son éruption est pro-

voquée par un « water drive intégral », la poussée
de l'eau salée (30 g de sel au litre) s'exerçant aussi
bien de bas en haut que par les côtés. La pres-
sion de fond correspond à la pression hydrosta-
tique et l'éruption ne se produit que grâce à la
différence de densité de l'huile et de l'eau salée.

Tous les forages sont éruptifs, mais quelques
pompes ont été installées pour augmenter le débit
de certains puits dans lesquels la perméabilité
de la couche oolithique est trop faible.

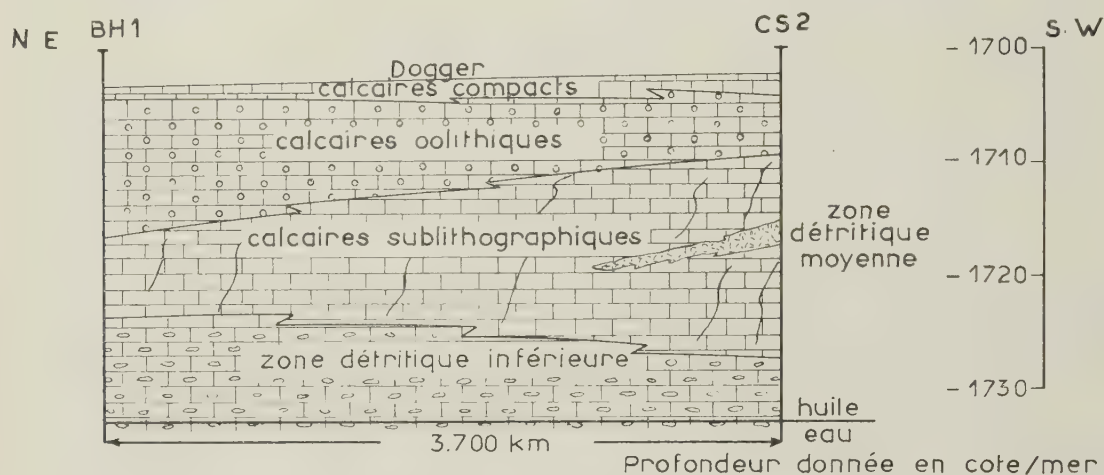


FIG. 2. — Évolution des faciès du réservoir entre BH 1 et CS 2.

A la date du 1^{er} mai 1959, 23 puits sont forés
dont 14 sont mis en production normale, 8 sont
en cours de mise en production et 1 est inexploi-
table à cause de la proximité immédiate du plan
d'eau (D 7). Deux forages d'exploitation sont en
cours (BG 1 et F 39). Le 1^{er} mai, la production
journalière fut de 375 m³, ce qui correspond à
une production annuelle de 116 000 tonnes. En
mars, la production fut de 4 000 tonnes, en avril
de 7 300 tonnes.

Quelques forages vont être exécutés au som-
met des structures de Coulommès et Vaucourtois
pour l'exploitation directe de la couche vacuo-
laire inférieure³.

RÉSULTATS ET PROBLÈMES GÉOLOGIQUES. —
Dans le périmètre, deux forages atteignirent le
Trias : BE 1 (Belou) à proximité de Coulommès
et CR 1 (Crouy-sur-Ourcq) situé sur un axe anti-
clinal (dit du Multien) découvert par sismique-
réflexion et core-drill, et de direction sensiblement
perpendiculaire à celle de l'axe Coulommès-Vau-
courtois. D'autres forages ont traversé la tota-
lité du Jurassique moyen : CS 1 et D 7.

Ces forages ont apporté d'importants rensei-
gnements stratigraphiques et posent en même
temps quelques problèmes.

Le tableau ci-dessous et la fig. 3 donnent les
différentes épaisseurs des formations.

	CR 1	BE 1	CS 1
Crétacé inf.	166 m	193 m	174 m
Jurassique sup.	771 m	704 m	777 m
Dogger.....	310 m	237 m	343 m
Lias.....	539 m	289 m	

On constate une augmentation d'épaisseur du
Crétacé inférieur au forage BE 1. Au Jurassique
supérieur, le phénomène est inversé. Dans ces
deux formations, les variations d'épaisseur se
font d'une façon continue, sans lacunes, en s'ac-
céléralant toutefois dans les séries marneuses ou
argileuses. Sur 3 km, le Jurassique supérieur perd
73 m entre CS 1 et BE 1. Avec le Jurassique

3. A la fin de l'année 1959, 28 puits sont productifs. La
production prévue est de 18 000 à 20 000 tonnes par mois. (Note
rajoutée en cours d'impression.)

moyen, le phénomène s'inverse de nouveau : BE 1 y montre une forte réduction d'épaisseur : 110 m par rapport à CS 1. Sur ces 110 m, 30 m viennent d'une diminution continue des épaisseurs du Bathonien et du Bajocien supérieur, et 80 m correspondent à l'absence d'un complexe calcaire se

projeté au N de BE 1 permettra de résoudre ce problème.

Entre CR 1 et BE 1, le Lias subit une réduction de 250 m, c'est-à-dire, de près de 50 %. On sent l'influence de rejeux de la tectonique hercynienne. La surrection ou l'enfoncement de panneaux du socle paléozoïque ont influencé la sédimentation secondaire, interférant avec des phénomènes de subsidence, et provoquant localement des hauts-fonds à faciès néritiques offrant au pétrolier de bonnes porosités. Le gisement de Coulommès se situe justement dans une zone qui semble avoir été particulièrement instable au cours des ères secondaires et tertiaires (cf. emplacement BE 1).

La possibilité d'existence de failles, ayant rejoué au cours du Jurassique et provoqué peut-être les flexures du Lutétien, peut expliquer la présence de l'huile dans les couches supérieures du Bathonien. Il est difficile d'admettre en effet, que le pétrole puisse uniquement provenir des formations subrécifales sous-jacentes et des marnes bajociennes, alors que la série liasique montre des séries marneuses riches en hydrocarbures (marnes sinémuriennes de CR 1, marnes toarciennes de BE 1).

Ce n'est qu'une hypothèse, mais les accumulations d'huile dans le Bassin parisien semblent intimement liées aux phénomènes tectoniques, encore bien mal connus, qui non seulement créent des pièges à pétrole, mais ont influencé la sédimentation et peut-être facilité la migration de l'huile.

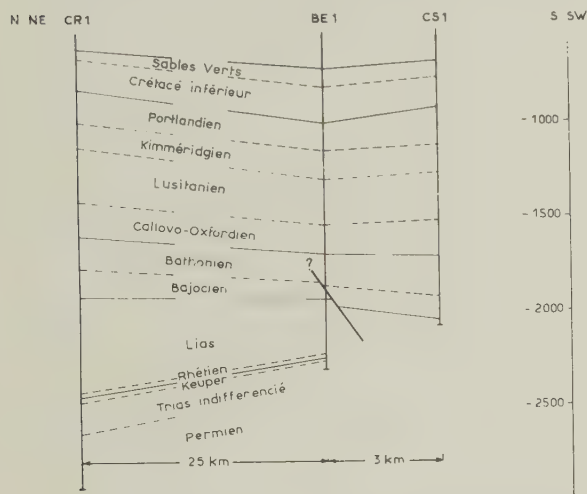


FIG. 3. — Corrélations entre Coulommès et le Multien.

situant entre les marnes et les calcaires inférieurs du Bajocien. Du point de vue tectonique le fait est important. Il peut s'expliquer par une lacune stratigraphique (phénomène bien connu dans le Vésulien), mais aussi par une faille. Un forage

Ébauche d'une carte hydrogéologique de la région parisienne

par René ABRARD ¹.

Sommaire. — A la demande du Ministère de la Construction a été établie une carte hydrogéologique de la région parisienne, qui doit figurer dans un atlas. Sa parution pouvant tarder, il ne semble pas sans intérêt de donner dès maintenant un aperçu sur la documentation et les méthodes qui ont permis de réaliser ce travail, limité à ses débuts aux horizons aquifères les plus importants.

La carte analysée comprendra 4 feuilles : 1) Eaux en réseau aquifère de la craie campanienne et nappe du Soissonnais. Sparnacien. — 2) Calcaire grossier. Lutétien. Circulations en réseau fissuré. Nappe dans l'assise sableuse de base. — 3) Calcaire de Champigny. Ludien. Réseau aquifère en calcaire fissuré perméable en grand. — 4) Nappe des sables de Fontainebleau. Stampien.

La Carte hydrogéologique provisoire de la région parisienne au 200 000^e est la première ébauche d'une synthétisation et d'une concrétisation cartographique des données fournies par les sources, puits, forages et sondages pour recherche d'eau dans les départements de Seine-et-Oise, Seine-et-Marne et Sud de l'Oise. Les points sur lesquels on possède des renseignements sûrs étant parfois éloignés les uns des autres, la part de l'intra et de l'extrapolation est importante. Il ne faut donc demander à ce travail que ce qu'il peut donner, soit des indications d'ensemble sur l'extension géographique des zones aquifères les plus importantes et sur leur débit moyen dans le secteur auquel on s'intéresse.

Une carte hydrogéologique n'est pas une carte géologique et on ne devra pas s'étonner s'il n'y a pas concordance entre l'extension d'une assise et celle de la zone aquifère qu'elle renferme. Les contours délimitant la deuxième restent généralement en retrait par rapport à ceux de la carte géologique, dont ils ne reproduisent pas les sinuosités de détail.

La carte hydrologique du département de Seine-et-Marne de Delesse, montrait le défaut de lisibilité des contours superposés qui se chevauchent ; la présente carte comprend quatre feuilles, dont la première seule concerne deux horizons aquifères distincts :

- I. Eaux en réseau aquifère de la craie campanienne et nappe du Soissonnais. Sparnacien.
- II. Calcaire grossier. Lutétien. Circulations en réseau fissuré. Nappe dans l'assise sableuse de base.

- III. Calcaire de Champigny. Ludien. Réseau aquifère en calcaire fissuré perméable en grand.
- IV. Nappe des sables de Fontainebleau. Stampien.

Ces feuilles sont stratigraphiquement superposées de telle sorte qu'en les lisant de IV à I, on se rendra facilement compte de la plus ou moins grande possibilité de rencontrer en un même point plusieurs horizons aquifères de plus en plus profonds au-dessus de la craie.

I. EAUX DE LA CRAIE CAMPANIENNE ET NAPPE DU SOISSONNAIS. — La craie n'est vraiment aquifère que lorsqu'elle est fissurée ; il en est en général ainsi sous les basses plaines alluviales des grands cours d'eau, la fissuration et la formation du réseau aquifère remontant au cours quaternaire lorsque le fleuve coulait directement sur la craie. Le remblaiement par les alluvions a laissé subsister le réseau, les alluvions étant, suivant les points, aquifères ou hors d'eau.

Dans le département de Seine-et-Oise, deux secteurs privilégiés sont la plaine de Croissy et la basse plaine d'alluvions modernes de la Seine entre Meulan et Mantes-la-Jolie. Dans la première, les puits et forages de la Société lyonnaise des eaux et de l'éclairage débitent environ 50 000 m³ par jour. Les eaux alimentant Versailles sont également fournies par la craie de Croissy. La Lyonnaise exploite également à Rueil une série de puits forés dans la craie supportant

1. Note présentée à la séance du 5 mai 1959.

les alluvions. Les profondeurs moyennes des captages sont comprises entre 30 et 60 m. Les sondages et puits de recherches entrepris par la ville de Paris et la Lyonnaise des eaux dans la plaine d'Aubergenville, profonds de 32 à 35 m, ont rencontré des débits de 80 à 500 m³/h.

La craie sous alluvions anciennes, entre Mantes et Rosny-sur-Seine, semble beaucoup plus compacte ; cependant, à Buchelay, un débit assez important a été rencontré dans la craie sableuse dolomitique représentant le Sénonien inférieur.

Contrairement à ce qu'on pourrait penser, la craie n'est que modérément fissurée et aquifère dans la grande plaine alluviale de la Seine entre Bray-sur-Seine et Montereau. La tête de la formation n'a fourni que 25 m³/h à la sucrerie de Bray et moins au puits communal de Varennes-sur-Seine où, par contre, un débit important a été rencontré à 60 m. Débits assez faibles à Hermé et à Melz-sur-Seine.

En dehors des grandes vallées, des circulations diaclasiennes, très limitées dans l'espace, peuvent être rencontrées en zone crayeuse, principalement sous les vallons secs, lorsque ceux-ci prolongent vers l'amont un réseau hydrographique de surface et correspondent à des directions de drainage vers les vallées principales des eaux infiltrées sur les plateaux. Les trop-pleins de ces circulations se manifestent par des sources de fonds de vallons à l'aval desquelles la craie continue à présenter d'importants courants diaclasiens sous la vallée devenue humide.

Ce régime de circulations diaclasiennes, fournissant des débits en général compris entre 5 et 40 m³/h qui doivent être captés par des puits avec éventuellement galeries perpendiculaires aux thalwegs, se rencontre dans le pays de Thelle — puits de Chambly notamment — dans le département de l'Oise ; dans les vallées du ru de Montcient à Meulan, de l'Epte, de la Mauldre, de la Remarde et de l'Orge, en Seine-et-Oise ; dans la vallée du Loing, à l'amont de Nemours, dans les vallons tributaires de la vallée de la Seine à l'amont de Montereau — puits alimentant les communes de Longueville, les Ormes-sur-Voulzie, Montereau, etc. — en Seine-et-Marne.

La nappe sparnacienne ou du Soissonnais est une des plus importantes ressources en eau de la partie centrale du bassin de Paris.

La fosse de Saint-Denis et la fosse de Juvisy sont des zones de fortes pressions dépendant respectivement du synclinal de la Seine et de celui de l'Eure. Elles fournissent, par des forages de 60 à 130 m de profondeur, des eaux ascendantes ou artésiennes avec un débit de 90 à 180 m³/h.

13 avril 1960.

La première s'étend d'Argenteuil à Esbly ; outre de multiples forages industriels, elle comprend les forages communaux de Gonesse, Arnouvilleles-Gonesse, le Blanc-Mesnil, Sevran, Vaujours, Villepinte, Thorigny, Lesches et beaucoup d'autres. La deuxième, de Massy à Brie-Comte-Robert, a son maximum de profondeur à Juvisy et Viry-Châtillon où la Lyonnaise des eaux exploite plusieurs forages. Ces fosses correspondent à de basses zones synclinales de la craie dans lesquelles le Sparnacien argilo-sableux peut avoir une épaisseur de plus de 85 m.

Une zone de pressions faibles ou moyennes entoure les précédentes ; elle est étroite au N, à l'W et au S, et très développée vers l'E ; on la rencontre dans l'ensemble de la Brie où elle alimente de très nombreux forages de 85 à 150 m de profondeur, avec un débit en général compris entre 5 et 36 m³/h. Dans cette zone, un forage de la Cartoucherie française à Surveilliers, profond de 150 m, avait en 1957 un débit de 50 m³/h et le puits du syndicat de Marly-la-Ville, un débit de 80 m³/h ; ils semblent d'ailleurs utiliser les nappes de sables de Cuise et du Sparnacien. Les profondeurs données s'entendent pour des captages situés en plaine ; si on les plaçait sur les buttes, il faudrait tenir compte des différences de cotes, souvent importantes. Eau artésienne à la Ferté-Alais.

Une zone périphérique de pressions faibles ou nulles, dont dépendent des sources d'affleurement, notamment sur les deux flancs de la vallée de la Seine, après Triel, dans la vallée de la Mauldre en Seine-et-Oise, et sur la cuesta du Montois en Seine-et-Marne, est susceptible de fournir, sauf exceptions, une assez faible quantité d'eau par des forages ou puits filtrants de profondeurs décroissantes et tendant vers zéro — affleurement — du secteur interne à la périphérie. Le forage de Samois avait un débit de 35 m³/h en 1925.

L'argile sparnacienne s'étend plus loin vers le SW en Seine-et-Oise que les limites données sur la carte à la nappe sparnacienne. Elle retient, notamment dans la région d'Ablis, une nappe aquifère qui imprègne les sables de Fontainebleau sur une hauteur de plusieurs mètres. Bien que le radier soit sparnacien, il s'agit indiscutablement d'une nappe dans les sables stampiens.

Les forages et puits dans le Sparnacien doivent comporter un système filtrant contre l'ensablement, dont l'efficacité conditionne en partie leur débit et leur conservation. Il ne faut jamais les exploiter à la limite supérieure de leur débit, pour ne pas provoquer leur ensablement ou leur colmatage en augmentant la vitesse d'arrivée de l'eau.

L'eau de la nappe sparnacienne est intrinsèquement de qualité satisfaisante. Elle présente parfois une odeur sulfureuse qui se dissipe rapidement à l'air. Localement, elle se montre quelquefois séléniteuse ou chargée en sels de fer ; lorsqu'il n'y a pas de massif gypseux dans le voisinage, cela peut s'expliquer par l'altération de la marcasite en gypse et sels ferreux. Un forage à Bonneuil-en-France a été abandonné pour excès de fer dans l'eau.

Dans la région de Dammartin-en-Goële, plusieurs forages au Sparnacien, dont ceux de Longperrier, Moussy-le-Vieux, Saint-Mard n'ont pas été utilisés, le degré hydrotimétrique de l'eau étant compris entre 120 et 150, dû à des sulfates. Il semble qu'on est en présence, soit d'infiltrations d'eaux séléniteuses des assises supérieures plus ou moins gypseuses, soit d'une altération de la nappe sparnacienne par puits absorbants autrefois exécutés pour dénoyer la deuxième masse du gypse dans les buttes de la région. Des forages rigoureusement étanches, avec couléés de ciment empêchant le ruissellement sur la partie extérieure du tubage, ne suffiront donc pas toujours pour diminuer le degré hydrotimétrique de l'eau.

II. CALCAIRE GROSSIER LUTÉTIEN. CIRCULATIONS EN RÉSEAU FISSURÉ. NAPPE DANS L'ASSISE SABLEUSE DE BASE. — Le Calcaire grossier lutétien est, dans le Parisien, un très important réservoir d'eau, l'impluvium qui l'alimente se développant sur de grandes étendues vers le N et le NE, le prolongement de l'axe du Bray ne semblant pas constituer un obstacle à l'écoulement vers le S et le SW des eaux météoriques infiltrées sur les plateaux du département de l'Oise.

Dans le Parisien, où le Calcaire grossier en bancs fissurés perméables en grand a une épaisseur de 32 à 35 m, on rencontre très généralement un réseau aquifère dans la partie supérieure, un autre dans la partie moyenne et un troisième vers la base. Un réseau de fissures et de diaclases, perpendiculaires ou subperpendiculaires aux bancs, établit des communications entre ces zones aquifères, les eaux des zones supérieures tendant à se diriger vers la zone de base pour pénétrer dans les sables graveleux sous-jacents et y constituer une nappe aquifère proprement dite.

Une zone de fortes pressions, s'étendant d'Ézanville à Aulnay-sous-Bois et à l'E de Villeparisis, donne, par puits de 45 à 60 m en moyenne, des débits de 80 à 185 m³/h. Elle est entourée par une zone de pressions moyennes qui, par puits de 25 à 45 m de profondeur, fournit de 18 à 25 m³/h, avec localement grandes diaclases débitant plus de 150 m³/h.

Les faibles pressions bordent étroitement les fosses de Saint-Denis et de Juvisy, moins étendues qu'au Sparnacien et s'étalent sur le NW du département de Seine-et-Marne et le SW de l'Oise. Des puits de 30 à 40 m en plaine fournissent de 15 à 150 m³/h. La source du Croult au Thillay est une exsurgence du Calcaire grossier, au-dessus de laquelle des puits ont fourni de 250 à 350 m³/h avec influence sur le débit de la source.

Le Calcaire grossier du Vexin, du Mantois et du S de la Seine constitue un vaste secteur de pressions nulles avec, sur les flancs des vallées, de nombreuses sources d'affleurement, parfois encroûtantes, correspondant au recoupement par l'érosion de circulations diaclasiennes vers la partie inférieure du calcaire en bancs, ou de la nappe du calcaire sableux de la base au-dessus du Sparnacien argileux ou de l'argile de Laon.

Des puits de 5 à 70 m de profondeur donnent des débits le plus souvent compris entre 3 et 15 m³/h. Cependant, à Boissets et à Neauphle-le-Vieux, des débits de 35 à 50 m³/h ont été obtenus, et un puits exécuté en 1957 à Villepreux a rencontré 120 m³/h, recoupant probablement une partie des circulations qui alimentent les sources ; à Bazainville, un puits de 60 m avait un débit de plus de 50 m³/h en 1957.

À sa limite d'extension géographique vers le S où le Calcaire grossier, presque toujours en profondeur, est souvent mal caractérisé, les débits sont faibles ; à l'affleurement près de Houdan, nappe aquifère insignifiante sur Sparnacien, dans le calcaire sableux inférieur.

III. CALCAIRE DE CHAMPIGNY. LUDIEN. RÉSEAU AQUIFÈRE DE FORMATION PERMÉABLE EN GRAND. — Le calcaire de Champigny, faciès latéral du gypse, est, beaucoup plus qu'on ne l'imagine généralement, susceptible de fournir d'importantes quantités d'eau. Il s'agit d'une formation fissurée, perméable en grand et, de ce fait, les recherches comportent des aléas, les débits à obtenir dépendant de la plus ou moins grande fissuration et de la présence de diaclases, plus développées en se rapprochant des vallons et surtout des vallées de grands cours d'eau tels que la Seine. Il arrive que deux puits distants de quelques dizaines de mètres aient, l'un un débit insignifiant parce qu'il a rencontré un pilier, l'autre un débit de 60 m³/h parce qu'il a recoupé une diaclase importante.

La carte montre trois zones de débit maximal qui sont les suivantes :

1) De Brunoy à Beton-Bazoches par Rozay-en-Brie, comprenant notamment les captages de

la Société lyonnaise des eaux par puits et galeries à Mandres-Boussy fournissant plusieurs dizaines de milliers de mètres cubes par jour, de Coubert, Solers-Sognolles, Ozouer-le-Voulgis, Gretz.

Un diverticule vers le N, d'après les puits récents du golf d'Ozoir-la-Ferrière (50 m³/h) et de Roissy-en-Brie (250 m³/h). La partie centrale de cette zone, de Mandres au N de Rosay, coïncide avec le synclinal de l'Eure. Plus à l'E, le synclinal prend une direction nord-est, alors que les débits moyens et importants se prolongent vers Dagny (80 m³/h) et Beton-Bazoches (50 m³/h).

2) De l'W de la Ferté-Alais à Gastins par Melun, avec entre autres les puits de Champcueil (150 m³/h), de Melun stade (275 m³/h), de Melun Marché-Marais (150 m³/h), du Syndicat de Cesson dans le vallon du ru de Balory (280 m³/h).

Cette zone correspond exactement au synclinal de la Risle.

3) La vallée de la Seine de Ponthierry au S de Samoreau, avec les puits de Ponthierry, Héricy, Valvins. Les captages de Fontainebleau et d'Avon, à Valvins, distants de quelques dizaines de mètres donnent chacun de 250 à 280 m³/h sans s'influencer. Il est à noter qu'à Fontainebleau, le calcaire de Champigny ne fournit que des débits insignifiants.

Une zone de débits faibles ou moyens, normalement compris entre 5 et 25 m³/h, entourant les zones de grand débit, s'étend dans la Brie, depuis le secteur de passage latéral au gypse jusqu'à la cuesta du Montois. Cependant, quand le calcaire est très fissuré, on peut y rencontrer des débits plus importants : 35 et 70 m³/h, respectivement dans les deux forages de Réau-Villaroche. Autour de Provins, un réseau aquifère se rencontre à la base du calcaire de Champigny, lequel surmonte parfois directement les argiles du Sparnacien, sans interposition du Calcaire grossier ou du Calcaire de Saint-Ouen, bartonien. En direction du SW, entre Étampes, Méréville et Nemours, le calcaire de Champigny est considéré comme susceptible de fournir quelques mètres cubes à l'heure ; il commence d'ailleurs à ne plus être bien individualisé et dans l'interprétation des coupes des forages, on relève de nombreuses erreurs.

Il en est de même autour de Chevreuse, où, approximativement de l'W de Bures à Saint-Rémy-l'Honoré, on rapporte au Ludien des calcaires et des marnes mal définis stratigraphiquement, fournissant sporadiquement une faible quantité d'eau. Cependant, à Saint-Rémy-les-Chevreuse, un forage a fourni au débit de 35 m³/h une eau séléniteuse inutilisable, provenant d'ailleurs vraisemblablement en partie du Calcaire

grossier et du Sparnacien. Ces approximations subsistent plus ou moins dans la partie sud du département de Seine-et-Marne. Les lambeaux situés sur la rive droite du Loing sont, pour la plupart, assez nettement du calcaire de Champigny, tandis que sur la rive gauche, au S de Nemours, se fait le remplacement de cette formation par le calcaire de Château-Landon. Ces différents calcaires, accompagnés de marnes sont peu aquifères ; à leur base, à Grez-sur-Loing, a été rencontré un débit suffisant pour alimenter la commune.

Le calcaire de Champigny est, dans le NW du département de Seine-et-Oise, au S de la Seine, représenté par des calcaires et des marnes blanches. Des débits moyens peuvent être rencontrés dans les calcaires lorsqu'ils sont fissurés. A Prunay-le-Temple, un puits dans cette formation, donnant plus de 25 m³/h, permettra de desservir le réseau de la commune.

L'eau du calcaire de Champigny est normalement de qualité satisfaisante mais lorsque à l'amont, des établissements industriels évacuent leurs eaux usées par puits absorbants, la contamination est facile, la formation n'étant pas filtrante. A Blandy-les-Tours, un fait de ce genre a entraîné l'abandon d'un forage.

IV. NAPPE DES SABLES DE FONTAINEBLEAU. STAMPIEN. — Les sables stampiens de Fontainebleau, formation homogène essentiellement perméable, se prêtent à la constitution d'une nappe aquifère proprement dite, principalement quand leur substratum est formé par un radier imperméable tel que les argiles du Sparnacien, les marnes vertes du Sannoisien inférieur ou les marnes à Huîtres du Stampien inférieur.

Au point de vue hydrogéologique, ces sables ont été sur la carte divisés en trois secteurs :

1) Zone d'extension continue et de maximum d'épaisseur, comprenant le Hurepoix et ses prolongements vers le N jusqu'à Versailles et le NW jusqu'à Boissets, le N de la Beauce d'Étampes à Méréville, le N du Gâtinais de la forêt de Fontainebleau à Château-Landon. Dans ce vaste secteur, l'épaisseur des sables peut atteindre 70 m, notamment sous les plateaux du Hurepoix, où ils sont surmontés par les argiles à meulrières de Beauce. Des puits ou forages filtrants à grand diamètre ont permis d'obtenir des débits compris entre 5 et 45 m³/h. Les débits sont normalement d'autant plus importants qu'on se place loin des pentes ; sous les plateaux, en effet, les sables sont généralement imprégnés et aquifères sur leur tiers inférieur. En se dirigeant vers les

pententes d'érosion des vallons et des vallées, la courbe piézométrique s'abaisse et tend vers zéro à l'affleurement où n'arrivent que des circulations préférentielles sous forme de sources.

Les débits à obtenir dépendent essentiellement d'un diamètre assez grand et de l'efficacité du système filtrant contre l'ensablement. Comme pour les captages dans le Sparnacien, il ne faut jamais exploiter à leur débit maximal les puits ou forages. Voici quelques débits de puits ou forages récents : Bois d'Arcy, 20 m³/h ; Millemont, 5 m³/h ; Saint-Rémy-l'Honoré, 5 m³/h ; Montfort-l'Amaury, 7 m³/h ; La Verrière, 45 m³/h ; les profondeurs à prévoir sont comprises entre 30 et 60 m ; il faut conduire les puits ou forages jusque dans les sables argileux de base.

Vers le SW du Hurepoix, au S d'une ligne Rambouillet-Dourdan-Étampes, l'épaisseur des sables diminue rapidement ; elle n'est plus que de 20 à 25 m dans la région d'Ablis où les sables sont compris entre 20 à 30 m de calcaire de Beauce et l'argile sparnacienne surmontant la craie. Le puits du Syndicat des Yvelines à Marchais-Parfond, commune de Prunay-sous-Ablis, exécuté en 1957, a un débit de 40 m³/h.

Dans le N de la Beauce et du Gâtinais, seulement effleurés par les départements de Seine-et-Oise et Seine-et-Marne, les sables de Fontainebleau sont également surmontés par une trentaine de mètres de calcaire de Beauce et, sur les plateaux, ces sables aquifères sont atteints par puits de 40 à 45 m à Angerville-Monnerville, Brouy, Bougligny, Il y a intérêt à traverser par puits le calcaire de Beauce et à prolonger par puits filtrants dans les sables stampiens. Il y a souvent un débit relativement important dans le réseau fissuré de la base du calcaire de Beauce et d'Étampes.

Dans les vallées, des débits beaucoup plus importants peuvent être obtenus quand il reste une épaisseur suffisante de sables ; captage récent de Dourdan aux sources de l'Orge, puits de Saclas, 70 m³/h à 36 m dans les sables inférieurs.

2) Zone des buttes étirées, orientées NW-SE, du Mantois, d'entre Mauldre et Seine, du Vexin français, à laquelle sont rattachées les buttes du Parisien et de la Goële, ainsi que les lambeaux de la Brie.

Sur les flancs des buttes isolées ou non, au contact de la base des sables de Fontainebleau et de leur substratum de marnes à Huîtres ou de marnes vertes, se manifestent des sources d'affleu-

rement dépendant de nappes suspendues, dont l'eau peut être amenée par gravité dans les agglomérations situées en contrebas.

Les anciens captages de Retz, près de Saint-Germain-en-Laye, effectués sous Louis XVI et aménagés pour une distribution d'eau en 1857, exploitaient cette zone aquifère, au contact sables-marnes vertes.

Les débits des sources actuellement captées pour l'alimentation de communes par gravité sont faibles, en général compris entre 4 m³ par jour et 7 m³/h. De telles sources sont utilisées à Verneuil, Haravilliers, Marines, Saint-Martin-du-Tertre, Piscop, sources de Montmélian à Vemars. Les sources de Montigny-les-Cormeilles et de Franconville, industrialisées pour eaux de table, sont également des émergences des sables stampiens. De petites sources ou des points sourceux non utilisés se montrent dans les buttes isolées, notamment à Neuvillebosc, Dammartin-en-Goële et Montgé.

Les lambeaux stampiens sur calcaires et meulrières sannoisiens qui parsèment la Brie montrent généralement à leur partie inférieure de petites nappes aquifères qui ne sont pas figurées dans leur totalité car cela reviendrait à reproduire la carte géologique. Seuls, sont indiqués les points où ces nappes ont été nettement repérées. Elles sont utilisées au golf d'Ozoir-la-Ferrière, à Rampillon, à Mortcerf, à Doue (puits communal, 40 m³/h), à Sourdun.

3) La forêt de Fontainebleau est la grande zone d'affleurement des sables et des grès stampiens mais la formation ne semble pas très aquifère ; il est vrai que peu de recherches y ont été entreprises.

Le substratum des sables étant normalement constitué par le calcaire de Brie, fissuré et absorbant, les eaux infiltrées dans les sables pénètrent rapidement dans les diaclases pour y constituer un réseau d'un débit souvent important, comme aux puits de la ville de Melun, à la Glandée et de Bois-le-Roi.

Les lambeaux des plateaux au S et au SE du département de la Seine et d'entre Orge et Seine ne fournissent que des débits nuls ou insignifiants.

Les sables de Fontainebleau filtrants fournissent une eau normalement de qualité satisfaisante et d'un titre hydrotimétrique peu élevé. Ils constituent une importante ressource en eau dans une partie du département de Seine-et-Oise.

Bibliographie sommaire.

- ABRARD R. (1937). — Contribution à l'étude hydrogéologique du Bassin de Paris. *Ann. Mines*, t. XI, 5^e livr., p. 437-480 ; 6^e livr., p. 537-609. Avec 6 suppléments de 1938 à 1956.
- (1938). — Hydrogéologie du département de Seine-et-Marne. *Ann. Ponts et Chaussées*, p. 447-475.
- (1955). — Notice géologique et hydrogéologique sur le département de Seine-et-Oise. *Bull. Inst. nat. Hygiène*, t. 10, n° 2, p. 486-544.
- CASTANY G., LAFFITTE P. et SOYER R. (1957). — Sur l'appauvrissement des eaux souterraines de l'Ile-de-France et en particulier de la nappe dite « du Soissonnais ». *B. S. G. F.* (6), VII, p. 1035-1043.
- DELESSE (1864-1873). — Carte hydrologique du département de Seine-et-Marne.
- DOLLFUS G.-F. (1929). — Notes géologiques et hydrologiques sur les bassins de la Seine et de la Loire. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXXIII, n° 176, p. 17-37.
- FEUGUEUR L. (1955). — Géologie de la feuille de Pontoise au 50 000^e. *Ibid.*, t. LIII, n° 245, p. 69-153.
- FLON H. (1952). — L'eau dans le département de Seine-et-Marne. *Bull. Inst. nat. Hygiène*, t. 7, n° 4, p. 884-914.
- SOYER R. (1947-1952). — Hydrogéologie du Lutétien. 9 notes in *Bull. Mus. nat. Hist. nat.*
- (1949). — Feuille de Dammartin-en-Goële au 50 000^e. Coupes détaillées et notes hydrogéologiques. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLVII, n° 226, p. 19-38.
- (1954). — Notes géologiques et hydrogéologiques. Feuille de l'Isle-Adam au 50 000^e. *Ibid.*, t. LII, n° 241, p. 39-65.
-

Le karst et la nappe dans la craie turonienne et sénonienne du bassin de la Vanne (Yonne)

par Claude MÉGNIEN¹.

Sommaire. — Que l'on soit partisan de la théorie du karst ou de celle de la nappe, les circulations de l'eau dans la craie du bassin des sources de la Vanne ne peuvent s'expliquer que par la simultanéité des deux phénomènes.

Les sources de la Vanne, qui sont captées par la ville de Paris, nous sont apparues comme un magnifique champ d'étude permettant de résoudre de nombreux problèmes hydrogéologiques, problèmes qui semblent assez particuliers à l'hydrogéologie de la craie de l'Yonne, mais qui peuvent avoir, en réalité, une certaine importance pour l'étude plus générale de la circulation dans la craie. La ville de Paris possédant de nombreux documents sur l'observation des sources et sur les expériences de colorations à la fluorescéine exécutées sur leur bassin versant, nous avons cherché à compléter cette étude par des observations hydrogéologiques².

Les sources sont situées aux pieds nord et ouest du plateau d'Othe qui est limité par les rivières de l'Armançon au S, de la Vanne au N et de l'Yonne à l'W. Elles se répartissent en trois groupes :

1) Les sources hautes (107 à 136 m d'altitude) : sources de la Bouillarde, d'Armentière et de Cérilly (67 000 m³/jour).

2) Les sources basses (88 à 93 m d'altitude) : sources des Patures, de Saint-Philibert, de Theil et de Noé (60 000 m³/jour).

3) Les sources de Cochebies (79 m) (33 000 m³/jour).

Les eaux captées sont acheminées par l'aqueduc de la Vanne jusqu'au réservoir de Montsouris à Paris, à l'altitude de 80 m.

Le plateau d'Othe est constitué par une masse crayeuse formée de Turonien et de Sénonien, qui supporte quelques lambeaux de Tertiaire, en grande partie représenté par des argiles à silex. Ce plateau plonge vers le NW de quelques grades ; la morphologie épouse ce pendage et montre un abaissement régulier d'une altitude de 280 m au SE jusqu'à 200 m au NW (fig. 1).

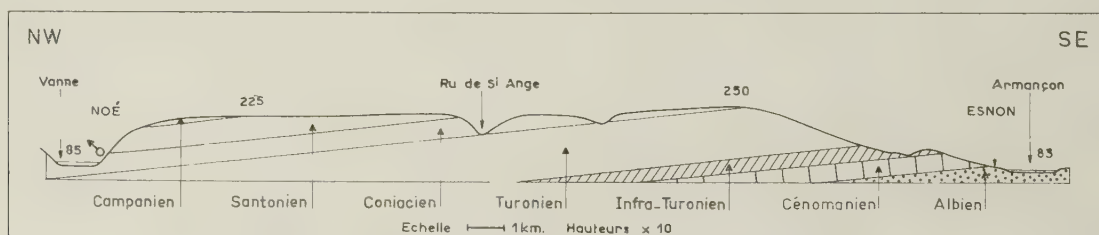


FIG. 1. — Coupe géologique schématique du plateau d'Othe.

Au pied du rebord sud qui forme une véritable côte, on voit apparaître le Cénomanién qui donne une dépression avec des buttes mollement ondulées. Au fond de cette dépression, à 180 m plus bas, l'Armançon coule sur l'Albien supérieur.

Le rebord nord-ouest du plateau ne surplombe la vallée alluvionnaire et tourbeuse de la Vanne

que d'une centaine de mètres. Les sources de la

1. Note présentée à la séance du 4 mai 1959.

2. Cette étude a été réalisée avec la collaboration de MM. Hlavěk et Florin du B. R. G. G. M. ; M. Mazoit, du Service de contrôle des eaux de la ville de Paris, a bien voulu nous communiquer tous les renseignements qu'il possédait sur ce sujet et nous guider sur cette région qu'il connaît si parfaitement.

Vanne émergent au contact de la craie et des alluvions.

La tectonique se manifeste par trois légères rides anticlinales E-W, l'une au N de Saint-Florentin, l'autre au S de Joigny, la troisième à la hauteur de Veron et de Rosoy. La région d'Arces est affectée d'un léger bombement, mais le trait le plus net est l'existence de la faille de Cérilly, de direction NNE-SSW, qui sépare une région turonienne à l'E d'une région sénonienne à l'W. L'ordre de grandeur du rejet occidental est d'une cinquantaine de mètres.

L'ensemble du plateau d'Othe forme une masse de craie perméable. Les infiltrations ne peuvent descendre au-dessous de l'Infra-Turonien qui est représenté par une craie marneuse assez imperméable, occupant sur quelques dizaines de mètres la base des 350 m de craie du groupe Turonien-Sénonien. Sur le rebord sud du plateau d'Othe, l'Infra-Turonien donne naissance à des sources qui sont cependant peu importantes si on les compare à celles de la Vanne. Ces dernières ne sont pas localisées sur un niveau de la craie car elles émergent aussi bien du Turonien supérieur que du Coniacien. Par contre, elles sortent toujours au niveau de l'eau des alluvions de la Vanne.

Dans ce bassin hydrogéologique, nous nous sommes demandé quel pouvait être le type de circulation de l'eau dans la craie. Y a-t-il des *circulations karstiques* ou des *nappes*? Un des modes de circulation exclut-il l'autre ou les deux peuvent-ils coexister? Dans ce dernier cas, la circulation karstique se fait-elle en dessus ou en dessous du niveau supérieur de la nappe?

I. OBSERVATIONS SUR LE KARST. — 1. *Phénomènes karstiques*. Il existe dans le bassin des sources de la Vanne des cavités karstiques qui ont été explorées. La plus connue est la rivière souterraine de La Guinand.

Le hameau de La Guinand est situé vers 250 m d'altitude dans une vallée sèche qui est affluente de la haute vallée de Berulles. C'est vers 1840 qu'un cultivateur fit creuser un puits dans la cour de sa ferme et que les ouvriers trouvèrent, à 20 m de profondeur, un « cours d'eau très violent » (puits Guerrée). Ce cours d'eau fut retrouvé 600 m en amont par le creusement d'un puits (puits Morrissat) vers 1880. Le Couppey, en 1900, explora les galeries à partir du fond du puits Guerrée et en fit un relevé détaillé. L'une des galeries a 107 m de long, l'autre 45 m et elles confluent vers une chambre d'absorption (fig. 2). Elles se trouvent à 30 m de la surface et se dirigent dans l'axe de la vallée avec en moyenne une

largeur de 1,50 m, une hauteur de 3 m et une pente de 5 %. Le Couppey signale qu'à cette époque (mai 1900), l'eau y avait une épaisseur moyenne de 40 cm avec plusieurs cascades et un débit de l'ordre de 150 l/sec.

Des explorations plus récentes, exécutées à partir des travaux de captage, ont montré qu'il existait dans la région du puits Morrissat plus de 400 m de galeries naturelles.

Ces explorations montrent qu'il existe sous la vallée des circulations de caractère typiquement karstique (avec galeries, chambres, cascades et stalactites, etc.) qui évacuent une grande quantité d'eau en direction de la Vanne.

Nous citerons également la diaclase des Fourneaux, sur le rebord sud du plateau d'Othe, à 2 km à l'W de Chailley. C'est une galerie qui se trouve à 10 m de profondeur, qui a 1 à 2 m de large, 3 à 4 m de haut, dirigée sensiblement NW-SE et qui possède un fort courant d'eau de 50 cm d'épaisseur avec cascades et marmites. Elle a été découverte en captant, à l'amont, une source qui sert actuellement à l'alimentation en eau de Saint-Florentin.

Il serait trop long de décrire, dans le cadre de cette note, tous les phénomènes karstiques observés dans le bassin des sources de la Vanne. Signalons les principaux :

— rivière souterraine de la Bacule qui, venue au jour en 1793 à la suite d'un effondrement, coula en surface pendant près d'un siècle en alimentant trois moulins pour disparaître ensuite ;

— trou d'eau du « bîme des Enfants », résultant d'une explosion par compression de l'air d'une cavité souterraine de crue le 10 janvier 1948 ;

— plus d'une cinquantaine de bétouilles repérés sur le bassin des sources de la Vanne.

— des phénomènes d'absorption et de résurgence dans la majorité des vallées qui découpent la craie.

Ajoutons à cet ensemble l'origine incontestablement diac拉斯ienne de certaines sources de la Vanne. Les galeries de captage d'Armentière, par exemple, montrent les venues d'eau *in situ* dans la craie. Ce sont généralement des diaclases obliques, de direction dominante E-W, agrandies par endroit en conduits d'une vingtaine de centimètres de diamètre, d'où l'eau jaillit fortement dans les galeries de captage³.

2. *Colorations*. Le Service de contrôle des eaux de la ville de Paris a fait exécuter 88 expériences

3. L'étude statistique des différents types de diaclases dans la craie de cette région n'est pas développée ici ; elle fera l'objet d'une prochaine note.

de colorations à la fluorescéine ou d'essais à la levure de bière, de 1884 à 1955, sur le bassin des sources de la Vanne. Nous avons reporté sur la fig. 3 les principales expériences positives en réunissant en ligne droite le point d'injection et les points de résurgence les plus importants.

On remarque tout d'abord l'existence de trois faisceaux de trajets correspondant aux trois groupes : sources hautes, sources basses, sources de Cochepies, et une certaine tendance à suivre les vallées, ce qui est normal. Par contre, cer-

taines colorations changent de vallée. A partir de Villechétive, par exemple, qui est sur le bassin versant de la vallée de l'Yonne, on remarque que des colorations se sont dirigées vers la Vanne. De même, les expériences faites dans la vallée d'Arces sont ressorties dans celle de Cerisiers, dans celle des Sièges, dans celle de Cérilly et aux sources basses. Enfin, les colorations faites dans la rivière souterraine de La Guinand sont ressorties dans la vallée de Cérilly et dans celle de la Vanne, aux sources d'Armentière.

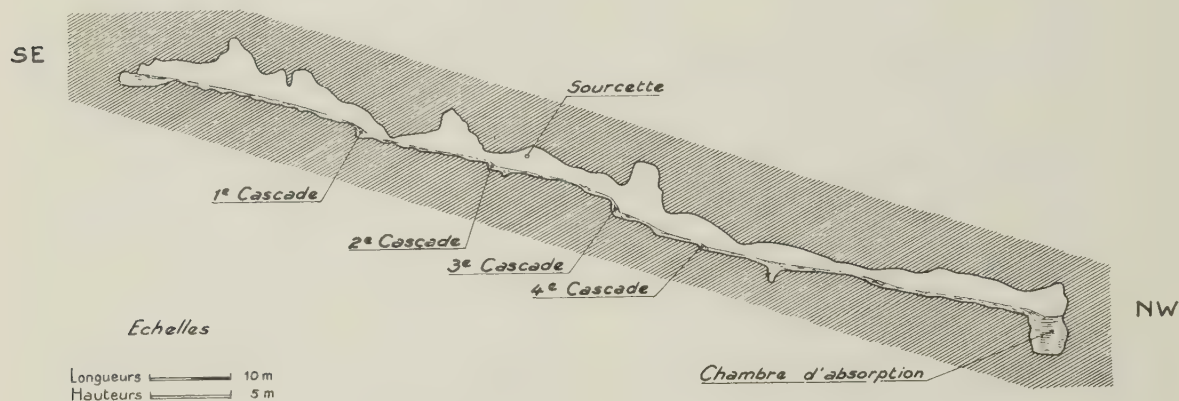


FIG. 2. — Coupe de la rivière souterraine du puits Guerrée à la Guinand (d'après M. Le Couppey).

Le caractère karstique des circulations est encore confirmé par la vitesse de propagation de la fluorescéine ou de la levure de bière. Sur 35 expériences où les temps de départ et d'arrivée du traceur ont été notés, on trouve, en ligne droite, une vitesse moyenne de 3,9 km par jour. Si l'on pouvait tenir compte de la sinuosité des diaclases, il faudrait multiplier cette vitesse par 2 ou par 3.

II. OBSERVATIONS SUR LA NAPPE. — 1. *Les sources.* L'étude des sources du bassin de la Vanne montre qu'elles n'ont pas de régime karstique.

Leur débit total est assez constant et l'indice de variation ne dépasse pas 2,5. De 1952 à 1957, les débits d'étiage sont respectivement de 1,5; 1,2; 1; 1,1; 1,2; 1,2 en m³/sec, tandis que les débits de crue sont de 2,4; 2,3; 1,4; 2,6; 1,7; 2,1 en m³/sec. Les températures sont assez stables : par exemple, en 1958, les écarts maximaux de températures des sources ont été de 0°,4 pour Noé (11°,1 à 11°,5), de 0°,3 pour Malhortie (11°,1 à 11°,4) de 0°,1 pour la Bouillarde (11°,7 à 11°,8) et de 0°,7 pour Armentière (11°,2 à 11°,9).

D'autre part, l'étude de la répercussion des précipitations sur le débit des sources montre en général un retard de un mois à deux mois entre les

maximums de pluviométrie et les maximums correspondants des débits. Cette observation montre la lenteur de la circulation, même en tenant compte de l'infiltration, dans un bassin où les points les plus éloignés ne sont pas à plus de 15 km des sources.

2. *La surface piézométrique.* Contrairement à ce qui a déjà été écrit sur ce sujet, tout puits creusé dans la craie du bassin de la Vanne trouve l'eau à une cote qui dépend de son altitude de départ et de la perte de charge de l'eau dans le terrain. Il n'existe que de très rares exceptions à cette règle. Nous avons relevé en mars 1959 la cote de l'eau dans plus de 180 puits disséminés sur le bassin versant des sources hautes et des sources basses, et nous avons pu tracer les courbes isopiézométriques correspondantes.

Sur la fig. 3 qui représente la carte ainsi tracée, on voit apparaître la surface d'une véritable nappe descendant vers les exutoires en épousant les formes du relief. On observe trois zones de drainage : l'une vers l'W (sources de Cochepies), la seconde vers le NW (sources basses), la troisième vers le NNW (sources hautes). La pente de la nappe est en moyenne de 1 % sous les vallées et de 5 % sous les collines de la craie. Cette

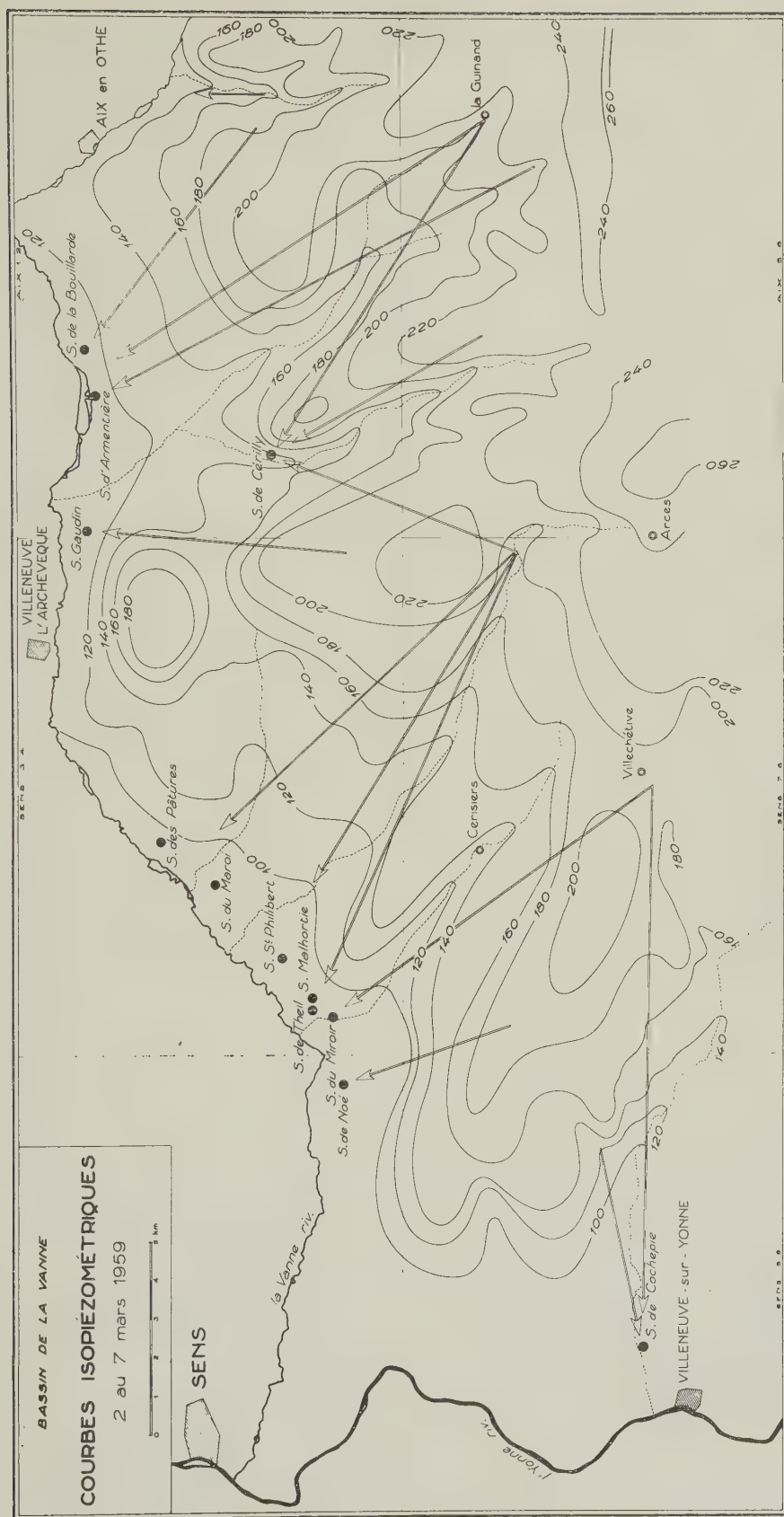


Fig. 3. — Carte des courbes isopiezométriques du bassin des sources de la Vanne. Les flèches indiquent les principales expériences à la fluorescéine et à la levure de bière.

carte permet d'expliquer les colorations aberrantes de Villechétive qui se trouve sur une dorsale piézométrique entre les sources basses et les sources de Cochebies. Les expériences faites dans la vallée d'Arces sont, de même, sur une dorsale séparant les sources basses des sources hautes et donnent des colorations de chaque côté de ce sommet de la nappe.

III. COEXISTENCE DU KARST ET DE LA NAPPE.

— Dans le cadre du bassin de la Vanne, on est bien obligé d'admettre qu'il y a coexistence des deux types de circulation dans la craie. Les précipitations atmosphériques s'infiltrent dans la craie et forment une nappe qui s'écoule lentement vers les sources. Il existe, par ailleurs, des conduits karstiques, souvent axés sur des vallées qui sont des zones de circulations préférentielles.

Quand les relevés piézométriques ont été faits, en mars 1959, la nappe était plus haute que la rivière souterraine de La Guinand. Les galeries étant à 30 m du sol, le niveau d'eau de tous les puits, et en particulier du puits d'accès Guerrée, indiquaient le niveau de la nappe à 18-20 m de profondeur, c'est-à-dire que le karst était noyé.

Les relations du karst et de la nappe sont donc ici les suivantes :

1) En période de crue, la nappe est plus haute que le karst et ce dernier joue le rôle de *drain* dans la nappe qu'il rabat légèrement.

2) En période normale, le niveau de la nappe correspond à peu près au niveau des réseaux karstiques. Le karst est alors une zone préférentielle d'alimentation et de drainage de la nappe suivant que l'on considère les conduits qui sont

au-dessus ou en dessous de la nappe ; cette dernière ayant surtout un rôle de réservoir régulateur.

Dans les deux périodes ci-dessus, on peut expliquer les contradictions enregistrées entre les vitesses de circulation déduites des colorations d'une part et des réactions des sources aux pluviosités d'autre part. En effet, si la *grande* masse d'eau qui est dans les pores et dans les fines diaclases de la craie circule très lentement, dès qu'une *petite* quantité de cette eau arrive dans un conduit karstique, elle circule à grande vitesse vers les exutoires. L'écoulement, qui était laminaire, devient turbulent et il y a développement du karst.

3) En période d'étiage, la nappe descend en dessous des conduits karstiques. Le débit des sources a baissé mais il reste constant car il y a uniquement une circulation de nappe. Le karst fonctionne seulement pour conduire à la nappe quelques brusques précipitations atmosphériques.

En conclusion, cette étude montre qu'il est possible d'interpréter différemment la circulation dans la craie, suivant qu'on est convaincu de l'existence d'une nappe ou de celle d'un karst. Il suffit pour appuyer sa démonstration de choisir les éléments qui sont favorables à la théorie envisagée.

La réalité est bien différente et beaucoup plus complexe ; non seulement il y a coexistence des deux phénomènes, mais l'un peut devenir prépondérant sur l'autre suivant l'époque considérée. Encore dans cette note, n'avons-nous examiné que les variations saisonnières, sans évoquer les changements climatiques quaternaires.

Index bibliographique.

- ABRARD R. (1948). — Sources et circulations diaclasiennes à contre-pente. *L'Eau*, déc. 1948.
- ALBERT-LÉVY (1901). — Vallée de la Vanne et de l'Yonne. *Comm. sc. Perfectionnement Obs. mun. Montsouris*, Paris, p. 291-312.
- (1902). — Étude de la Vanne. *Ibid.*, p. 249-344.
- LE COUPPEY M. (1901). — Exploration du bassin de la Nosle et des puits et cours d'eau souterrains de La Guinand. *Ibid.*, p. 375-384.
- (1902). — Étude des communications et cours d'eau souterrains de la région de la Vanne. *Ibid.*, p. 307-344.
- MARBOUTIN F. (1901). — Étude descriptive des bassins de la Vanne et de l'Yonne. *Ibid.*, p. 313-342.
- MAZOIT M. (1954). — La Bacule, naissance et mort de la vallée de Cerisiers. *Comité Météo. consult. dép. Yonne*, Auxerre, année 1953, p. 42-45.
- MIQUEL, CAMBIER et MOUCHET (1901). — Recherches sur les communications directes des sources de la Vanne. *Comm. sc. Perfectionnement Obs. mun. Montsouris*, Paris, p. 343-374.
- (1902). — Étude de la Vanne. *Ibid.*, p. 259-306.

Note sur les Fontaines salées de Saint-Père-sous-Vézelay (Yonne)

par Octave HORON, Claude MÉGNIEN et Robert SOYER ¹.

Sommaire. — Étude géologique, géophysique et hydrogéologique de l'émergence des sources salées de Saint-Père-sous-Vézelay. Les résultats montrent la liaison des émergences avec la tectonique du NW du Morvan et permettent d'avancer quelques hypothèses sur l'origine des eaux.

Les sources salées de Saint-Père se situent, dans la vallée de la Cure, sur l'emplacement du site archéologique gallo-romain, à 3 km au SE de Vézelay.

La mise à jour des thermes a permis de retrouver les anciens puits qui captaient l'eau salée faiblement artésienne. Ces puits très rudimentaires sont en grande partie colmatés par les alluvions, et l'eau minérale se mélange aux eaux superficielles de la Cure. Les eaux des Fontaines salées appartiennent à la famille des eaux chlorurées sodiques, 5 à 10 g/l de sel environ, analogues à celles de Santenay (Côte-d'Or) mais avec une forte radioactivité et leurs émergences sont accompagnées d'une émission de gaz rares. L'émergence de ces eaux salées posait des problèmes tectoniques et hydrogéologiques.

I. LE SITE GÉOLOGIQUE. — La région étudiée se situe à l'extrémité nord-ouest du Morvan, au contact des terrains cristallins et de la bordure sédimentaire liasique du bassin de Paris. La Cure, qui dans ce secteur coule dans une direction N-S, présente une dissymétrie dans la constitution géologique de ses deux versants (fig. 1).

Le versant de la rive droite est formé, à la base, de granulite appartenant au socle du Morvan. Cette granulite est séparée des terrains sédimentaires qui la recouvrent par une croûte siliceuse irrégulière qui atteint 10 à 20 m de puissance suivant les endroits, et qui est généralement appelée « silicifié ». C'est une masse de calcédoine amorphe, rubanée ou bréchique, de teinte grise. En certains endroits, c'est la base de l'Hettangien qui est silicifiée. La texture caverneuse de cette roche est bien visible sur la falaise de la rive droite de la Cure, à l'aval de Pierre-Perthuis. Son âge n'est pas déterminé ; on sait seulement

que c'est un dépôt formé par des circulations aquifères ou hydrothermales au contact du socle du Lias.

Signalons que des minéralisations en plomb, zinc, barytine, fluorine ont été signalées dans cette formation (Pierre-Percée, Pontaubert, Chitry-les-Mines).

Sur ce « silicifié », on ne trouve qu'en un seul point, entre le Crot et Ménades, les argiles rouges qui sont habituellement attribuées au Trias.

Sur cet ensemble s'est déposé le Lias avec le faciès normalement connu au N du Morvan, soit de bas en haut :

— *Hettangien* : calcaires marneux gris, compacts, avec joints marneux noirs. Calcaires lumachelliques à la base (25 m).

— *Sinemurien et Lotharingien* : calcaires à Gryphées, gris bleuté, finement cristallin, avec passées marneuses irrégulières, plus abondantes vers le sommet (15 m). Gryphées arquées, débris coquilliers.

— *Pliensbachien* : marnes et calcaires à Bélemnites (10 m).

— *Domérien inférieur* : marnes grises et jaunes, micacées et feuilletées (60 m).

— *Domérien supérieur* : calcaire gréseux grossier à Gryphées géantes (3 à 5 m).

— *Toarcien-Aalénien* : marnes grises et noires feuilletées, avec quelques passées calcaires marneuses (80 m).

Le tout est couronné par les calcaires à entroques du Bajocien (15 m) qui constituent la butte de Tharoiseau à 320 m d'altitude.

Sur le versant de la rive gauche, le Lias inférieur et la granulite n'affleurent pas. On observe le Bajocien à l'altitude de 210 m, soit 110 m plus bas que celui de Tharoiseau. Il est surmonté par des calcaires marneux blanchâtres à Pholadomyes

1. Note présentée à la séance du 4 mai 1959.

du Vésulien (80 m), couronnés par quelques buttes de calcaire oolithique compact du Bathonien. Le bourg de Vézelay est construit sur une de ces buttes.

II. LES FRACTURES. — a) *Observations de terrain.* Deux systèmes principaux de failles sont bien repérés dans la région et sont portés sur la carte géologique ci-jointe (fig. 1).

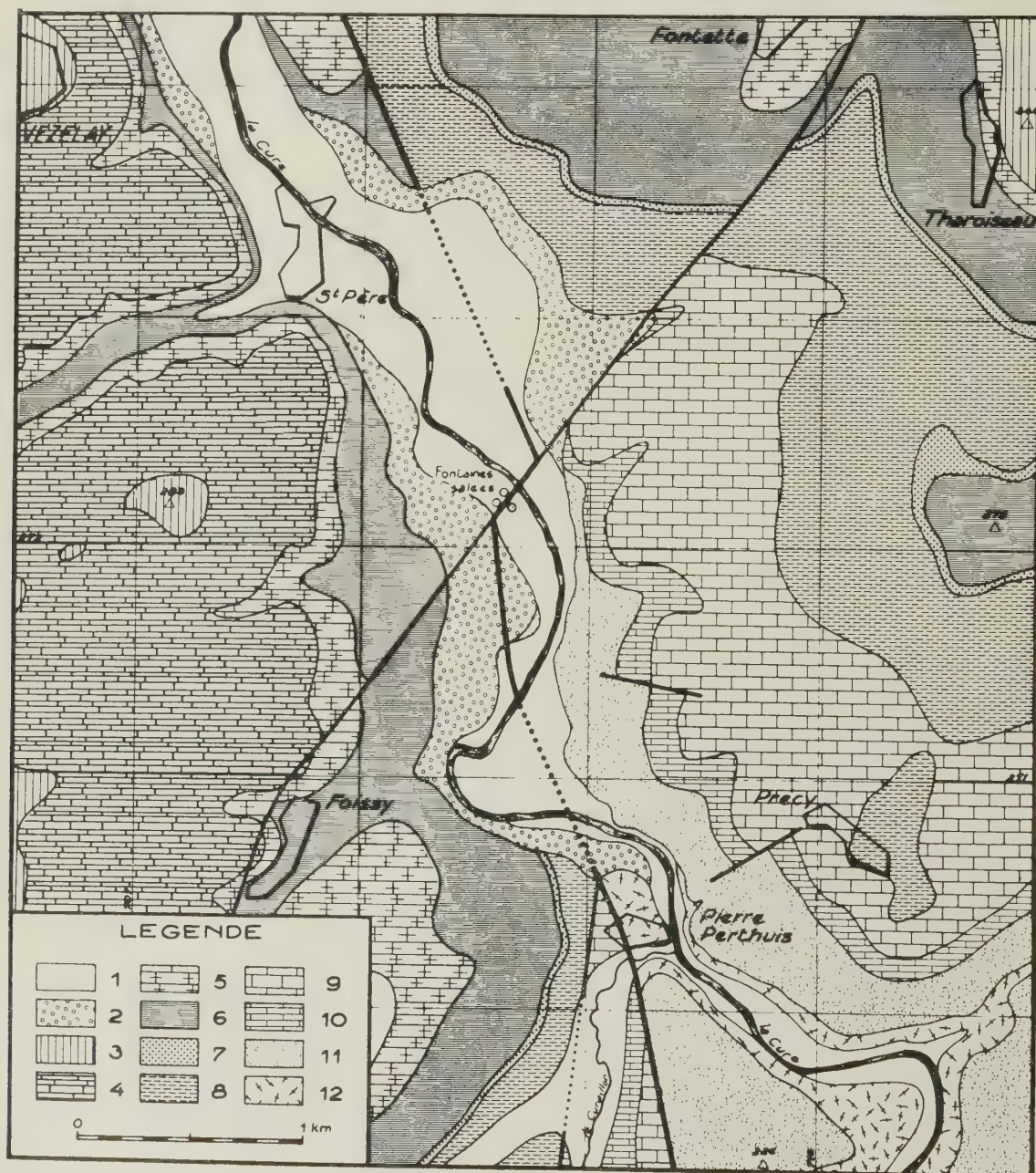


FIG. 1. — Carte géologique de la région des Fontaines salées.

1 : alluvions modernes ; 2 : alluvions anciennes ; 3 : Bathonien moyen ; 4 : Vésulien ; 5 : Bajocien ; 6 : Toarcien ; 7 : Domérien supérieur ; 8 : Domérien inférieur et Pliensbachien ; 9 : Lotharingien et Sinémurien ; 10 : Hettangien ; 11 : « silicifié » ; 12 : socle granitique.

— *Le système N-S.* L'accident principal est la cause directe de la dissymétrie que nous venons de décrire. C'est la grande faille N-S de la bordure du Morvan dont nous avons pu suivre le prolongement depuis Domecy-sur-Cure jusqu'à Saint-Père. Il est d'ailleurs vraisemblable que cette faille se prolonge dans la vallée de la Cure vers Asquins et Sermizelles. Cette faille, qui se présente parfois comme un complexe de fractures subparallèles, a un rejet total de l'ordre d'une centaine de mètres vers l'W, mettant au contact la granulite avec le Lias supérieur. Elle est marquée dans la morphologie par la vallée du Curaillon au S de Pierre-Perthuis et au N par la Cure. Cependant, les contacts, surtout vers le N, sont généralement masqués par les alluvions.

L'étude structurale montre que les deux grands compartiments à l'E et à l'W de la Cure plongent respectivement, le premier vers le NW, le second vers le N, formant ainsi une véritable gouttière axée sur la grande faille.

— *Le système SW-NE.* Ces fractures abaissent généralement le panneau nord-ouest et constituent des failles tangentielles au Bassin parisien. Elles sont également très complexes et constituées d'une série de fractures de direction générale SE-NW, se superposant souvent à des fractures du système précédent.

Nous ne décrivons que les accidents importants :

Le principal de ces accidents a été suivi au S des Fontaines salées, entre le Crot et Vault-de-Lugny.

La faille de Foissy qui est du même système a été mise en évidence par des levés de carte. Son rejet est d'une vingtaine de mètres vers le NW. Cet accident se suit vers Saint-Père, puis se perd dans les alluvions de la Cure (fig. 1).

Un autre accident est visible : situé sensiblement dans le prolongement du précédent et sur la rive est de la Cure, entre Fontette et Tharoiseau, il montre un rejet identique. Son passage est bien marqué par des ruptures dans la continuité des falaises du Bajocien et du Domérien supérieur.

b) *Les problèmes géologiques.* La Cure ayant couvert de ses alluvions la vallée comprise entre Pierre-Perthuis et Saint-Père, il était impossible de préciser le passage exact de l'accident N-S, entre le bourg de Pierre-Perthuis et Saint-Père, c'est-à-dire qu'on ne pouvait pas savoir si les émergences salées étaient ou non sur la faille bordière du Morvan.

Le second problème posé était celui de la faille de Fontette. Prolongeait-elle la faille de Foissy ?

Entre les deux points les plus rapprochés, où

ces failles étaient bien connues, il y a plus de 1 km couvert par les alluvions. L'absence d'observations de surface ne permettait pas de raccorder les deux accidents.

Pour la genèse des Fontaines salées, dont les émergences semblaient se situer à l'intersection des deux accidents, il était intéressant de préciser les problèmes géologiques posés par le passage de ces failles. Il était intéressant, également, de savoir lequel des deux accidents était antérieur, et si l'une des deux failles n'était pas rejetée par l'autre.

C'est pour essayer de répondre à ces questions qu'une étude géophysique de prospection électrique a été entreprise par le Bureau de recherches géologiques, géophysiques et minières (B. R. G. G. M.).

c) *Apport de la géophysique.* Les prospections électriques effectuées en octobre 1958 ont été menées par F. Munck, ingénieur géophysicien au B. R. G. G. M. Elles ont mis en évidence les faits suivants :

— *Confirmation et tracé exact de la faille au SW des Fontaines salées.* Les sondages électriques montrent, à l'W de la faille, une assez grande épaisseur de terrains conducteurs de 40 Ω /m environ (marnes du Lias), tandis qu'à l'E, on rencontre une zone de 2-3 m conductrice à 65 Ω /m (alluvions), puis un terrain moyennement résistant à 350 Ω /m (partie inférieure de l'Hettangien et sommet du socle altéré, d'une quinzaine de mètres de puissance), surmontant une roche d'une résistivité supérieure à 2 000 Ω /m (socle franc).

Par cette méthode, on a pu recouper la faille N-S en plusieurs points et la tracer avec précision.

— *Décrochement dans le secteur des Fontaines salées.* La faille principale ne se suit plus dans le secteur des thermes gallo-romains : une faille de direction 40 gr (presque NE) relaie la précédente avec un rejet vers le NW. Par la géophysique, on a pu retrouver la faille N-S décrochée horizontalement de 250 m vers l'E, au-delà de la Cure et on a pu la suivre jusqu'à la route de Ménades à Saint-Père. La grande faille ne reste d'ailleurs plus subméridienne dans ce secteur ; elle s'incline vers le NNW (fig. 1).

III. OBSERVATIONS HYDROGÉOLOGIQUES : LES CAPTAGES. — Sur les neuf puits considérés comme celtiques, découverts par les fouilles, sept sont conservés, les numéros 4 et 5 ayant été comblés (fig. 2). Profonds de 2 à 2,70 m, la base de leur cuvelage en chêne pénètre dans les alluvions de la Cure, et leur plan d'eau, influencé par la nappe

alluviale, varie constamment. Il en est de même de la température de l'eau qui subit des écarts importants et rapides. Il résulte des premières séries d'observations effectuées en 1957-1958 que deux groupes de puits s'établissent au point de vue du niveau de l'eau : le premier groupe, à niveau élevé, compte les puits 1, 2, 3, ce sont les plus proches de la faille transversale ; dans le deuxième groupe des puits 6 à 9 et le Bassin sacré,

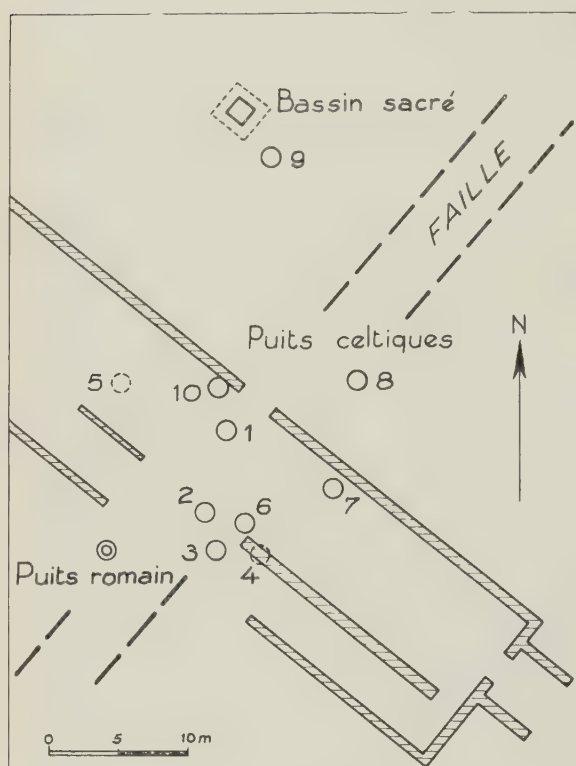


FIG. 2. — Situation des puits.

le plan d'eau se tient 10 cm plus bas. En ce qui concerne la température, les puits 1, 2, 3, 6, 7, ne présentent pas entre eux un écart supérieur à 1°,2, tandis que dans le groupe des puits 8, 9, Bassin sacré, l'écart peut dépasser 2°. Du 25 au 30 août, la température moyenne du premier groupe était de 14°,2, celle du second de 15°,2.

Les dégagements gazeux, très localisés, se manifestent dans le Bassin sacré, le puits 6 et le captage romain suivant des directions parallèles à la faille transversale. L'intensité des dégagements est variable ; elle paraît liée à la pression atmosphérique ; elle atteint son maximum dans le captage romain, ensuite dans le Bassin sacré de régime plus régulier, et enfin dans le puits n° 6.

Les eaux ont été analysées en 1943 par A. Le Strat du Service de contrôle des eaux de la ville de Paris.

	Puits 1 (conservé)	Puits 5 (comblé)
Aspect.....	léger dépôt	léger dépôt
Résistivité en $\Omega/18^\circ$	150	175
Alcalinité en CaO.....	125	120
NaCl. (en mg/l).....	4 055	3 460
Nitrates (<i>id.</i>)	0	0
Sulfates (<i>id.</i>).....	110	111
Fer (<i>id.</i>)	0,18	0,20
Chaux (en CaO) (<i>id.</i>)...	285	264
Magnésie (en MgO) (<i>id.</i>)	34	26
pH	7,9	7,2
Deg. hyd. total.....	57	57

Les récentes analyses de M. Mazoit portant sur l'eau du captage romain et du Bassin sacré indiquent une minéralisation plus importante, le résidu sec atteignant 11,888 g pour le premier² et 9 g environ pour le second, et la résistivité : 104 et 145 Ω ³. Ces nombres sont intéressants, car ils ont été obtenus en ce qui concerne le captage romain ($R = 104 \Omega$) après son aménagement et son isolement des eaux extérieures, et ils soulignent la réussite de cette opération, car dans une série d'études sur la résistivité des eaux des divers captages effectuée en septembre 1957 par M. Geslin de l'Institut d'hydrologie, et antérieurement à cet aménagement, celle-ci s'élevait à 158 Ω . Estimée à cette époque à 162 Ω pour le Bassin sacré, elle s'abaisse à 145 dans l'analyse récente de M. Mazoit. L'eau du puits d'eau douce accuse 4 100 Ω et celle de la Cure 7 450.

On peut conclure de ces premières observations qu'aux Fontaines salées, il existe un système hydrologique complexe comportant :

1) des venues hydrominérales profondes fournies par une assise encore méconnue (granulite, Trias ou Lias) débouchant dans la grande faille, puis sortant par des griffons diffus dans les alluvions de la Cure.

2) une nappe alluviale dont la surface piézométrique est sujette à de fortes variations et qui influence différemment le régime des puits, où l'on peut reconnaître, en fonction du niveau de la température de l'eau, deux sinon trois groupes de captages de comportement différent ;

3) une émergence d'eau douce dans le puits captant les circulations en régime fissuré de l'Hettangien, circulations qui sont susceptibles de pas-

2. En septembre 1957, l'un de nous (R. S.) n'avait trouvé qu'une teneur totale en sels de 7,4 g/l.

3. Ces analyses montrent également une teneur élevée en lithium qui atteint 16,5 mg/l.

ser, sur la ligne de contact avec les éboulis et les remblais, dans la nappe alluviale.

4) des intrusions possibles de l'eau de la Cure en période de grande crue.

Les premières observations relatives à la teneur en hélium des gaz dissous et à la radioactivité des eaux mettent déjà en valeur l'importance de ces éléments, mais il faudra attendre que des captages étanches, conduits jusqu'au bed-rock, soient réalisés pour connaître les teneurs réelles. Les résultats de la prospection géophysique effectuée aux Fontaines salées, en décelant le tracé probable de la faille, sont à ce point de vue d'un intérêt primordial, en permettant d'orienter les recherches futures et d'en dresser un programme précis.

IV. CONCLUSIONS. — 1. *Tectonique du secteur.* Cette étude a permis de mettre en évidence que les failles du système SW-NE ont joué postérieurement aux failles N-S qu'elles décrochent.

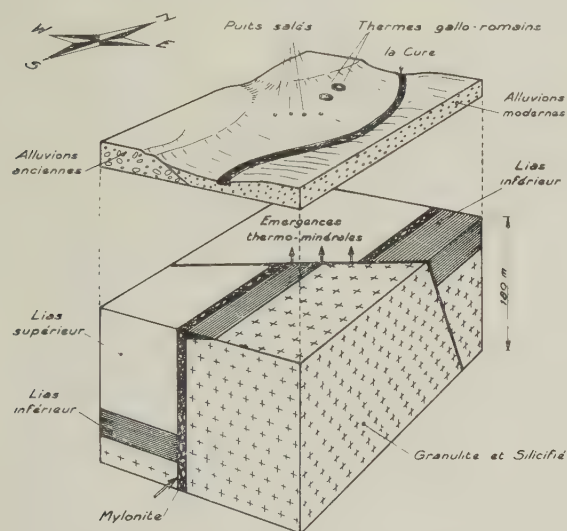


FIG. 3. — Bloc-diagramme schématique du secteur des Fontaines salées.

La synthèse des travaux de cartographie géologique sur l'ensemble du secteur et des prospections géophysiques de détail, autour des Fon-

taines salées, est résumée dans le bloc diagramme ci-joint (fig. 3).

2) *Circulation des eaux des Fontaines salées.* La tectonique permet de se faire une idée de la circulation des eaux minérales des Fontaines salées.

La circulation souterraine, s'effectuant dans la zone broyée le long de la grande faille N-S, est arrêtée par l'accident transverse qui a rejeté cette dernière à environ 250 m à l'E.

Au N de cet accident, l'écran marneux, constitué, d'une part, par le Toarcien à l'W de la faille N-S et, d'autre part, par le Pliensbachien à l'E, empêche la circulation vers le N de l'eau profonde, et oblige les eaux minérales à émerger le long de la faille transverse, à proximité de l'accident N-S, dans la vallée de la Cure.

Il faut remarquer que plusieurs sources thermo-minérales du Massif central sont liées à des structures tectoniques semblables : citons notamment les sources de Bourbon-Lancy (Saône-et-Loire), Vals-les-Bains (Ardèche), Ax-les-Thermes (Ariège), Châtelguyon et Saint-Nectaire (Puy-de-Dôme).

Il reste à résoudre le problème de l'origine des minéralisations de ces eaux ; le lithium et le sodium sont-ils empruntés aux éléments de granite, ou proviennent-ils du lessivage de masses salifères situées soit dans les argiles de base (Trias), soit dans les marnes du Domérien inférieur ou du Toarcien ?

Il est en effet possible que les eaux proviennent du lessivage d'un complexe argilo-salifère. En Californie, les principales sources chlorurées-sodiques et lithinées proviennent d'une saumure qui remplit les interstices d'un massif de sel. Elles sont d'ailleurs exploitées pour le lithium à la teneur de 0,015 %.

Des travaux de dégagement vont être entrepris prochainement sur un ancien puits, entièrement comblé, qui a été mis en évidence par les fouilles. Il est possible qu'ils apportent des éléments nouveaux concernant l'origine des eaux salées.

Mais il semble que la solution définitive du problème ne puisse se faire autrement que par sondages, en liaison avec une étude générale sur les eaux chlorurées-sodiques et lithinées qui entourent le Morvan.

Index bibliographique.

- DAUVERGNE R. (1944). — Sources minérales, thermes gallo-romains et occupation du sol aux Fontaines salées. Paris, Foulon, 127 p., 9 fig., 7 pl.
- LACROIX abbé B. (1957). — Un sanctuaire de source du IV^e siècle aux Fontaines salées. *Rev. Arch. Est et Centre-Est*, t. VII, n° 27-28, fasc. 3 et 4.
- LOUIS R. (1938). — Les thermes gallo-romains des Fontaines salées à Saint-Père-sous-Vézelay (Yonne). *Rev. Arch.*, p. 233-318, 4 fig.
- MOUTERDE R. (1952). — Étude sur le Lias et le Bajocien de la bordure nord et nord-est du Massif central. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. L, n° 236, 458 p., 14 fig., 7 tabl.
- RICOUR J., BOURCART J. et LEVÊQUE P. (1958). — Répartition et origine des sulfates du Trias rencontrés par les sondages profonds du bassin de Paris. *C. R. Ac. Sc.*, t. 247, p. 1882-1885, bibl.
- SOYER R. (1958). — Les vertus thérapeutiques des eaux radioactives des Fontaines salées. *Écho Saint-Pierre d'Auxerre*, n°s 15-16, mai-août, p. 31-35.
-

Les brèches sédimentaires zincifères du Sinémurien du Lot

par Philippe LAUNEY et René LEENHARDT ¹.

Sommaire. — Près de Figeac, on rencontre des brèches sédimentaires localisées dans le tiers inférieur du Sinémurien. Des concentrations de blende y sont liées.

L'étude de travaux miniers et d'une soixantaine de sondages carottés permet d'indiquer le processus de formation de ces brèches et leurs liaisons avec le contexte environnant : elles sont pénécotemporaines du dépôt des sédiments. Elles se sont formées à la suite de glissements sur les pentes d'un talus sous-marin. On retrouve la marque de ce talus. Il était limité à l'W par un faciès de « bassin » et à l'E par un faciès de « plateau ». Les glissements se sont produits de l'Est vers l'Ouest.

La minéralisation associée à ces brèches suit une loi simple : son intensité croît parallèlement à celle des phénomènes de glissement.

Introduction.

La plupart des descriptions, qui ont été publiées à propos des brèches sédimentaires, reposent en général sur des études d'affleurements. Il faut mettre à part l'important travail de Snyder, Odell et leur équipe sur les brèches sédimentaires des dolomies de la base du primaire dans la province minière du SW du Missouri ².

L'étude de ces brèches est tridimensionnelle ; elle s'appuie sur une somme considérable d'observations accumulées pendant plus de dix ans au cours de l'étude de 60 000 sondages carottés et de plusieurs kilomètres carrés de travaux miniers. Leur secteur a une superficie de 150 km².

La note présente est l'exposé d'une contribution beaucoup plus modeste à l'étude des brèches sédimentaires et des phénomènes associés. Nous remercions la Direction de la Société des mines et fonderies de zinc de la Vieille-Montagne et celle

de la Compagnie royale asturienne des mines d'avoir autorisé cette publication.

La zone étudiée depuis un an et demi est située à 3 km au N de Figeac (fig. 1). Sa superficie est de 3 km² ; à l'intérieur de cette zone, 50 000 m² seulement d'anciens travaux miniers sont accessibles, mais leurs parements, salis par le temps, demandent à être rafraîchis par tirs pour pouvoir être étudiés ; enfin les sondages pratiqués sont au nombre de 60. Toutefois 50 d'entre eux sont suffisamment rapprochés les uns des autres pour que soient assez bien reconnus un nouvel amas bréchique minéralisé et son environnement sédimentaire à l'intérieur d'un rectangle de 800 m E-W et 1,5 km N-S.

Le résultat de ces premières études est décrit dans cette note.

Géologie générale.

Dans la région de Figeac (Lot), les formations du début de l'ère secondaire, qui recouvrent la vieille surface postpermienne sur la retombée occidentale du Massif central, comprennent de bas en haut :

- 20 m grès du Keuper
 - 15 argiles du Rhétien
 - 40 dolomies de l'Hettangien
 - 40 dolomies et calcaires du Sinémurien
- 14 avril 1960.

- 8 m calcaires du Pliensbachien
- 30 argiles du Charmouthien
- 15 calcaires coquilliers du Domérien
- 12 argiles du Toarcien
- enfin les puissantes assises calcaires et oolithiques du Dogger.

1. Note présentée à la séance du 4 mai 1959.

2. SNYDER F. G. et ODELL J. W. (1958) : Sedimentary breccias in the Southeast Missouri Lead District. *Bull. geol. Soc. Amer.*, vol. 69, p. 899-926.

L'âge des premières formations, du Keuper au Sinémurien inclus, n'est pas certifié par des données paléontologiques. Les géologues de la carte ont daté ces terrains par les analogies qu'ils présentaient avec des termes semblables occupant des positions homologues et qui étaient connus par ailleurs sur le pourtour du Massif central. Il se peut donc que les attributions au Keuper, au Rhétien..., au Sinémurien, soient susceptibles de modifications.

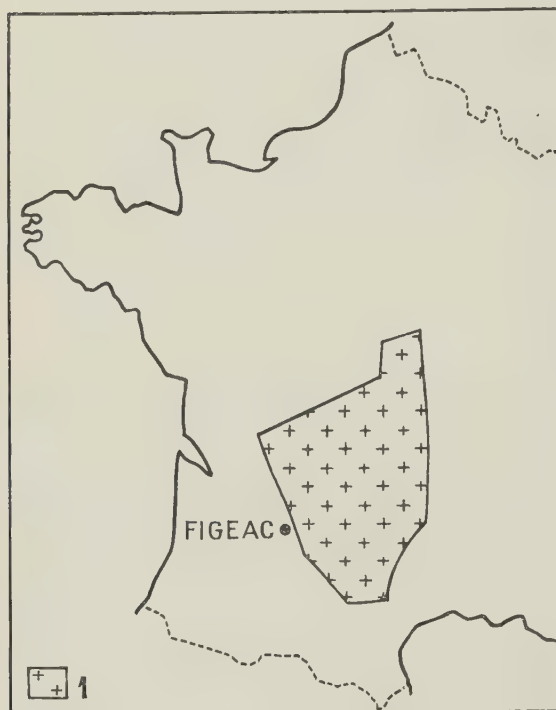


FIG. 1. — Localisation géographique.

1 : Massif central primaire.

A la suite de toutes ces formations, la première à être bien datée est le Pliensbachien³. Encore faut-il ajouter que l'âge des 3 à 5 m de calcaires grésoides, qui séparent le Pliensbachien certain de ce qu'on attribue au Sinémurien, est sujet à discussion : certains ayant identifié là des fossiles du Lotharingien, d'autres ne les ayant vus qu'à l'état remanié. Le Charmouthien, le Domérien et le Toarcien sont bien datés.

Toutefois, l'âge réel des premiers termes de cette série est relativement peu important pour le problème qui nous préoccupe. Ce qui est intéressant, par contre, est de constater qu'il s'agit là d'une séquence classique grès-calcaire-argiles déposée sur un vieux substratum. Ces dépôts

procèdent d'une même physiologie générale : celle qui conduit des vieux paysages continentaux posthercyniens à l'installation des mers secondaires.

Les grès du Keuper sont les premiers à contribuer à l'enfouissement des reliefs du socle. Leur puissance est variable ; dans la région de Figeac,

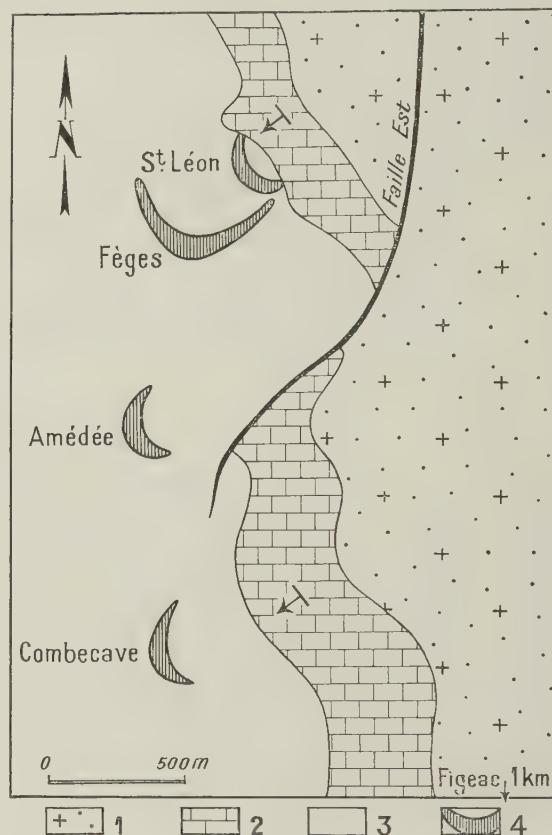


FIG. 2. — Situation générale de la zone d'étude.

1 : socle primaire et lambeaux de Trias ; 2 : Rhétien et Hettan-gien ; 3 : domaine sinémurien (les séries sus-jacentes ne sont pas figurées) ; 4 : amas bréchiques.

elle est en moyenne de 20 m. Ce sont des grès dulciques, à sédimentation entrecroisée, avec des intercalations lenticulaires d'argile. Les grains sont mal calibrés, en majorité grossiers, fréquemment non émoussés. Il existe des proportions variables de feldspaths plus ou moins altérés et de galets plus ou moins gros.

Viennent ensuite les argiles lagunaires du Rhétien, de 10 à 15 m de puissance. Ces argiles sont

3. LEFAVRAIS-RAYMOND A. (1950) : Le Pliensbachien du Lot, C. R. somm. S. G. F., p. 147.

mêlées de grès à la base et contiennent de place en place des débris de lignite ; au sommet, elles sont intercalées de bancs de dolomies.

L'Hettangien et le Sinémurien forment l'ensemble subjaçant. La puissance totale est de 80 à 100 m. Les termes inférieurs sont transgressifs ; on connaît la présence de reliques hettangiennes en pays primaire reposant sur le socle sans intermédiaire de grès ni d'argile. A l'intérieur de cet ensemble carbonaté, une coupure stratigraphique médiane a été effectuée sur des données lithologiques que les géologues de la carte supposent constantes à l'échelle régionale. On a vérifié la valeur de la constance de cette coupure à l'intérieur de notre zone, à l'aide des sondages rapprochés.

La partie inférieure de cet ensemble est attribuée à l'Hettangien. Sa puissance est de 40 à 60 m. On y rencontre des cargneules à la base, intercalées de lits d'argile noire ; vers le sommet, le grain de la roche diminue : ce sont des dolomies marneuses à grains très fins de couleur gris bleuté qui prédominent alors. Cependant, des calcaires oolithiques dolomitiques, des dolomies saccharoïdes, des lumachelles à Bivalves et Gastéropodes, et, par place, des calcaires d'Algues y sont connus. La base de cet étage semble être encore lagunaire ; le sommet laguno-marin.

La partie supérieure de l'ensemble carbonaté est rapportée au Sinémurien. Sa puissance est de 40 m en moyenne ; elle subit de fortes variations dans les zones très spéciales que concerne notre étude. On y rencontre principalement des roches claires : dolomies, calcaires dolomitiques, calcaires sublithographiques et calcaires oolithiques. La texture et la composition de ces roches sont très variées.

Il existe des bancs de lumachelles et, par place, des calcaires d'Algues. Les microorganismes semblent fréquents dans les calcaires oolithiques. Tous ces dépôts sont de type marin de zone néritique et de hauts-fonds.

Au-dessus d'un banc limite très extensif (on le connaît sur plus de 50 km²), le Pliensbachien débute par 3 à 5 m de calcaire grésoidé à sédimentation entrecroisée. Dans la zone des hauts-fonds sinémuriens, ce calcaire grésoidé est remplacé par un calcaire oolithique à oolithes ferrugineuses. L'âge de cette première formation reste controversé (lotharingien ou plienschbachien). Viennent ensuite les assises calcaro-marneuses du Pliensbachien certain avec *Aegoceras capricornu* SCHLOTH. et *Acanthopleuroceras maugenesti* D'ORB. Il existe une tendance au hardground épisodique qui avait été déjà notée dans le sommet du Sinémurien. Les faciès sont de types côtiers à l'emplacement

des hauts-fonds du Sinémurien. La formation a une puissance totale de 8 à 10 m ; elle passe graduellement aux argiles micacées du Charmouthien. Ces argiles charmouthiennes ont 30 m de puissance en moyenne ; cette puissance varie selon les points de telle sorte qu'elle parachève l'ennoyage des hauts-fonds d'origine sinémurienne. On note des bancs de lumachelle, des débris de lignite et une dissémination constante de petits individus pyriteux d'*Amaltheus margaritatus*. Un autre cycle plus rapide calcaire-argile (Domérien-Toarcien) précède le dépôt des assises puissantes calcaires et oolithiques du Dogger.

La petite zone sédimentaire étudiée (fig. 2) court parallèlement N-S à la limite actuelle des affleurements du socle primaire : ce socle est composé de bandes de granite et d'un gros massif d'andésite. Cette limite est prise en écharpe par une faille NNE-SSW qui intéresse d'abord le socle au N, puis le sédimentaire au S dans lequel elle s'amortit. Cette faille abaisse le sédimentaire à l'W par rapport au socle à l'E, si bien que les hauteurs topographiques de ce socle dominant actuellement la région sédimentaire. Cependant, en faisant le calcul du rejet de cette faille, on s'aperçoit qu'il n'explique pas à lui seul toute la dénivellation. Une partie de celle-ci pourrait être rapportée à un relief hercynien maintenant exhumé. L'âge de la faille n'est pas connu : cette faille s'apparente à celles de la famille de la faille de Villefranche-de-Rouergue. Le dernier rejeu de ce type de faille est postmiocène.

Le pendage général des roches sédimentaires de la zone étudiée est de l'ordre de 2° WSW. Il semble qu'une fraction de cette valeur soit à rapporter à un effet corollaire de l'affaissement indiqué plus haut : un léger basculement aurait accompagné cet affaissement. A proximité immédiate de la faille, les feuillets sédimentaires sont écornés. On ne peut voir là que le résultat d'une action purement mécanique, tardive et assez banale ; on note, en particulier, qu'il n'y a aucune relation entre ces déformations et les caractéristiques sédimentologiques des termes intéressés. On verra, plus loin, qu'il en va tout autrement pour d'autres accidents, ceux-ci morphologiques, à l'intérieur du Sinémurien.

Les amas de minerais sont situés en dehors de la zone perturbée par la faille ; ils sont localisés dans le tiers inférieur du Sinémurien avec quelques occurrences mineures dans le 2^e tiers. Cette minéralisation est associée à des brèches d'origine sédimentaire dont elle constitue, entre autres, une partie du ciment. La paragenèse est simple : la blende est le minéral dominant, la

galène lui est associée en faibles proportions. La calcite est commune. Enfin la pyrite est fréquente à l'état finement divisé à l'intérieur même des sédiments carbonatés ou dans les lits d'argile. Quand cette minéralisation affleure, on note la

présence de smithsonite, de box-works dont certains peuvent être rapportés à d'anciens cristaux de galène. Les affleurements minéralisés étant rares, ces minéralisations secondaires sont, dans l'ensemble, négligeables.

Le Sinémurien.

LIMITES ET SUBDIVISIONS DU SINÉMURIEN. — Pour cerner les limites du Sinémurien et créer les subdivisions nécessaires à son étude, aucun élément paléontologique n'a pu être utilisé. Toutes ces limites reposent sur des repères lithologiques ; leur valeur est fonction de la précision avec laquelle ses éléments lithologiques ont été définis et surtout encadrés. Elle est aussi fonction des distances d'interpolations de sondage à sondage. Si l'on a pu avoir des doutes sur la valeur stratigraphique de ces repères, le fait de les avoir retrouvés, similaires à eux-mêmes et dans le même contexte, à la suite de toute une campagne de sondages rapprochés et de l'étude des vieux travaux, a balayé cette incertitude. Ceci ne veut pas dire qu'il sera possible, par la suite, d'extrapoler hardiment ; on veut simplement montrer, dans la description qui va suivre, que l'utilisation de tels repères s'est trouvée justifiée dans la zone circonscrite de notre étude : on peut dire qu'un même repère représente, sans ambiguïté, une formation isochronologique constante à l'échelle de l'étude (800 m E-W sur 1,5 km N-S).

Base du Sinémurien. L'Hettangien, vers son sommet, montre, très régulièrement, la séquence suivante, soit du bas vers le haut : 3 à 4 m de dolomie marneuse gris bleuté homogène à grains très fins ; 3 à 4 m de dolomie gris blanchâtre, tigrée de noir, litée, avec des lits plissotés et chiffonnés ; 3 m de dolomie marneuse gris bleuté identique aux premières ; vient au-dessus : un lit d'argile noire micacée de 2 à 10 cm ; une dolomie grise grésoïde ou saccharoïde de 1 m de puissance à grains bien visibles de 1 à 2 mm. On fait passer la limite Hettangien-Sinémurien au niveau du lit d'argile et donc en-dessous de la dolomie grésoïde.

Cette dolomie grésoïde est très constante dans toute l'aire des travaux miniers et dans tous les sondages des faciès « plateau » et « talus ». Dans le faciès « bassin » elle passe peu à peu vers l'W à un type plus finement grenu et de plus en plus calcaire, selon une évolution comparable à toutes les roches du Sinémurien.

A une échelle plus régionale, cette limite semble bien correspondre à celle des géologies

de la carte : elle sépare *grosso modo* les roches essentiellement dolomitiques de couleur gris bleuté vers le bas, de roches calco-dolomitiques plus claires vers le haut. Ce caractère de couleur est cependant annexe. Dans certaines zones et aux affleurements, l'Hettangien est altéré en beige : on y retrouve néanmoins à son sommet la séquence limite, aisément identifiable.

Sommet du Sinémurien. Vers le sommet de l'étage, on assiste au développement d'une tendance générale dans les trois faciès : « plateau », « talus » et « bassin », tendance jusqu'alors confinée à certaines « bosses » du faciès « plateau » : les bancs élémentaires sont légèrement érodés à leur sommet avant le dépôt du banc suivant ; celui-ci contient une microbrèche à sa base, formée à partir des éléments arrachés au banc sous-jacent. Le banc terminal est un calcaire sublithographique de 1 m de puissance présentant des passées oolithiques et fossilifères dans le faciès « bassin ». Sur le sommet de ce banc s'est développé un remarquable « hard ground » avec canelures, perforations de Pholades et remplissages des trous par des concrétions pyriteuses, très rarement associées à des sphérolithes de blende dans le « bassin ».

Il faut noter cependant que dans les zones de haut-fond du plateau, le banc de calcaire sublithographique fait parfois défaut sur les plus hautes bosses ; ces bosses sont du reste repérées comme telles dans les cartes en courbes de niveau des limites des sous-horizons ; le hard-ground intéresse alors directement des dolomies marneuses. Ces dolomies ont pu être reliées, grâce à leurs caractéristiques propres et à celui du contexte sous-jacent, à leurs homologues du faciès « bassin » : elles sont situées immédiatement en dessous du calcaire sublithographique terminal. Donc l'érosion marine a peut-être enlevé le banc de calcaire sublithographique et une très petite fraction des roches sous-jacentes ; on peut chiffrer le maximum de cette érosion à 1,5 m.

On ne commet donc pas d'erreur appréciable en considérant le hard-ground comme la limite stratigraphique du toit du Sinémurien.

Subdivisions du Sinémurien. Lorsque l'on a étudié au début les caractéristiques du Sinémurien, on s'est aperçu rapidement qu'il existait des variations verticales de faciès et des variations latérales. Les variations verticales semblaient progressives, les latérales, tranchées. On arrivait vers le sommet de l'étage à une convergence de tous les faciès.

Pour mettre en relief ces différences et ces évolutions et les mesurer, les seules coupures de la base et du sommet étaient évidemment insuffisantes : la carte en courbes de niveau de la base et celle du sommet traduisaient bien une évolution nette de la surface des bancs, mais on ne pouvait savoir si cette évolution était continue et quelle en était son origine. De plus, la carte des isopaques du Sinémurien entier traduisait bien une augmentation rapide de l'épaisseur de la série juste en avant des amas bréchiques minéralisés mais, par sa construction propre, il était difficile de savoir si cette augmentation de puissance intéressait l'ensemble de la série ou sélectivement, et selon un mode caractéristique, les seuls termes stratigraphiques qui contenaient ces brèches et leurs minéralisations. Il fallait donc procéder à des coupures intermédiaires et choisir, pour ce faire, des bancs repères de distribution assez étendue. Tenant compte des considérations qui vont suivre, on a choisi de diviser le Sinémurien en trois tranches verticales de 10 à 15 m d'épaisseur moyenne chacune. Ces tranches ont été appelées, par commodité : Sinémurien inférieur, moyen et supérieur.

Les roches se présentent en bancs élémentaires à l'intérieur du Sinémurien. Ces bancs sont séparés les uns des autres par de minces lits d'argile noire ou par des surfaces stylolithiques à interfaces argileuses. À l'aide de ces discontinuités, on a dénombré statistiquement ces bancs élémentaires : il en existe en moyenne : 27 dans le faciès « plateau » pour une puissance totale moyenne de 34 m ; 38 dans le faciès « talus », non perturbé par les brèches, pour une puissance moyenne de 37 m ; et 38 également dans le faciès « bassin », pour une puissance moyenne de 41 m.

On en conclut donc à :

— une réduction de 30 % du nombre de bancs sur le plateau par rapport au nombre de bancs du bassin ;

— une diminution de 15 % de la puissance moyenne de chaque banc élémentaire du talus par rapport à la puissance moyenne des bancs du bassin ;

— une puissance moyenne statistique analogue

de chaque banc élémentaire du plateau et du bassin.

Dans ces conditions, étant donné les lacunes sédimentaires apparentes que devrait présenter le plateau, quelle pouvait être la valeur stratigraphique de « repères » lithologique internes ? Un fait est venu à notre aide : l'apparition dans la zone moyenne du Sinémurien d'un faciès oolithique étendu à l'ensemble des trois zones isopiques. Certains bancs de la base et du sommet de ce faciès sont très constants, ainsi que leur contexte immédiat, dans toute l'étendue de la zone étudiée (fig. 6). Restait à savoir si ce faciès oolithique ne prenait pas en écharpe de l'W vers l'E et du bas vers le haut la série stratigraphique suivant le sens de sa progression supposée. Si ce phénomène existe, il devrait se faire sous un angle très faible dans l'étendue restreinte de 800 m de l'W à l'E de notre zone d'étude.

LITHOLOGIE DU SINÉMURIEN. — *Les constituants élémentaires de base.* Toutes les roches rencontrées dans le Sinémurien peuvent se définir en fonction de trois éléments sédimentaires de base. Elles dérivent de ces trois types par simple mélange de l'un et de l'autre ou des trois ensemble, ou bien par interstratifications fines et rapides. Ces trois éléments sont :

- 1) une boue argileuse, noire ou verte ;
- 2) une boue carbonatée d'origine non définie et qui peut aussi bien inclure des précipités d'origine biochimiques ou chimiques que des carbonates très fins d'origine détritique (taille granulométrique sablon et précolloïde) ;
- 3) un sable carbonaté, constitué d'éléments divers de la taille granulométrique « sable » et qui peuvent être : des oolithes, des pseudo-oolithes, des débris de coquilles, des agrégats carbonatés légèrement indurés puis remaniés, de petits galets carbonatés formés à partir de roches déjà lapidifiées.

Il faut mettre à part les roches organogènes : on les a reconnues à deux endroits sur les plus hautes crêtes du Sinémurien moyen. Ce sont des bancs assez minces dont l'origine est à rapporter à des Algues encroûtantes. Le volume de ces formations semble négligeable à l'échelle de la série. Leur position isopique est toutefois caractéristique.

Les éléments accessoires. Du mica, du quartz, du lignite, de la glauconie, des sulfures sont les éléments accessoires habituellement associés aux sédiments du Sinémurien. Le mica est fréquent en fines paillettes dans les lits d'argile. Du quartz en très petits cristaux idiomorphes est disséminé

dans les roches carbonatées et dans les argiles : il s'agit peut-être de formations authigènes ou de quartz détritiques de taille si petite que leurs formes n'ont subi aucune abrasion durant le transport. La fréquence de ces quartz reste faible. Le lignite se rencontre à peu près partout, soit en très fines échardes, soit en morceaux plus considérables de 1 à 5 cm allongés dans les lits argileux. Quand la proportion de lignite croît dans la roche, la couleur de celle-ci vire au gris sombre. La glauconie apparaît dès le Sinémurien inférieur et devient de plus en plus fréquente vers le haut : ce sont des nodules de 1 à 2 mm de formes ovoïdes ou irrégulières. Au Sinémurien supérieur, cette glauconie devient fréquente. Des bancs d'argile de couleur verte apparaissent encadrés de roches carbonatées à nodules glauconieux. Cette couleur verte de l'argile est tenue pour provenir d'une très fine dissémination de glauconie. Enfin les sulfures, dont la pyrite est le terme le plus largement disséminé, accompagnent très communément ces sédiments. La pyrite est toujours à l'état très divisé : elle accompagne les lits argileux noirs, les roches à lignite, les marbrures noires dont sont affectées les roches claires. Par ailleurs, on a rencontré par place de la blende au Sinémurien moyen et supérieur sous forme de pseudo-oolithes et de petits sphérolithes de 0,25 mm arrangés selon le litage des shales dolomitiques les plus marneux.

Composition chimique. Les roches du plateau et du talus seraient à classer, d'après un petit nombre d'analyses chimiques, dans la catégorie des dolomies calcarifères argileuses de Cayeux : dans les échantillons de roches carbonatées analysés, il y a plus de dolomite que de calcite, la teneur en insoluble dépasse très constamment 6 % pour atteindre parfois des valeurs de 15 à 20 %.

Les roches du bassin, loin du voisinage du talus, sont par contre à classer dans les calcaires cristallins ou parfois dans les calcaires dolomitiques. Leur teneur en insoluble est toujours très basse.

Malgré le peu de tests chimiques sur lesquels reposent ces remarques (une cinquantaine en tout), celles-ci traduisent bien les observations qualitatives communes faites au cours de l'étude des sondages, des travaux miniers et des affleurements : il y a une nette distinction dans la composition chimique des roches du bassin, autrement dit du large, d'avec les roches du talus et du plateau, autrement dit des hauts-fonds. On verra que cette indication rejoint d'une manière cohérente les autres faits pétrographiques.

Changements diagenétiques. Il n'y a eu encore que peu d'études au microscope des roches du Sinémurien de la région de Figeac. Néanmoins les premières études⁴ semblent indiquer un fait qui avait été par ailleurs reconnu par Snyder et Odell dans leur terrain de Bonneterre⁵ : la structure de détail de certaines roches, bien visible à l'œil nu, n'est plus reconnaissable au microscope : les différences de teintes qui soulignent parfois le litage originel ne sont plus distinguées au microscope où la roche apparaît comme uniformément micro- ou cryptocristalline. Les oolithes ou les grains détritiques, visibles à l'œil nu, ont souvent des contours diffus au microscope où la roche présente à nouveau une structure cryptocristalline ou microcristalline équigranulaire. Il y a eu, par conséquent, des recrystallisations, au moins locales, des éléments originels. Cette recrystallisation ne s'est pas accompagnée forcément d'une augmentation de la taille des grains mais au contraire de leur division en mosaïque. Une dolomitisation partielle n'est pas improbable non plus, quoiqu'on puisse tenir, en l'absence d'arguments inverses, la plus grande partie du magnésium des roches comme originelle et spécifique de ces dépôts de haut-fonds.

Malgré tout, l'action oblitérante des phénomènes diagenétiques semble discrète ; les traits majeurs des sédiments ont été préservés et restent bien visibles à l'œil.

Principaux types pétrographiques. Dans la zone étudiée, les roches du Sinémurien se répartissent à l'intérieur de quatre grandes classes. Il est à noter que les types purs sont rares.

Les quatre classes sont les suivantes : argile, calcarénite dolomitique, shale dolomitique, calcilutite dolomitique. Les types franchement calcaires sont absents : on ne les rencontre qu'en dehors et à l'W de la zone d'étude ; ils sont confinés au faciès du large du type « bassin ».

L'argile forme de minces lits de couleur noire ou verte. Il existe une composante carbonatée parfois importante.

Les calcarénites sont rarement formés à partir d'éléments monogénétiques bien calibrés. Ce sont des roches hétérogènes contenant, mélangés en diverses proportions, tous les éléments de la taille « sable » cités plus haut. Un constituant particulier : des pseudo-oolithes à cœur noir dolomitique et cerne de calcite. Il existe fréquemment un matériel interstitiel à rapporter aux calcilutites.

4. LELIÈVRE Th. (1959) : Rapport inédit n° 1131, Compagnie royale asturienne des mines.

5. SNYDER F. G. et ODELL J. W. (1958) : *Op. cit.*, p. 902.

Parmi ces calcarénites, on met à part des formations spéciales : les microconglomérats (voir plan de répartition, fig. 5). Ces formations se réduisent à des lits minces de 2 à 5 cm d'épaisseur. On les rencontre un peu partout avec des fréquences qui varient selon les faciès et les horizons. Les grains de ces microconglomérats sont enrobés dans une pâte de même nature que celle des bancs élémentaires dont ils occupent la base. Ces grains sont de petits galets de 0,5 à 3 mm de diamètre, de nature carbonatée ou argileuse. On en distingue deux types : le type « dur », qui a gardé la forme hydraulique acquise durant son transport ; le type « mou », également bien roulé, mais qui a été visiblement aplati après son enfouissement. Ces derniers éléments devaient provenir de bancs sédimentaires partiellement indurés alors que les premiers étaient déjà lapidifiés avant leur enfouissement. Des sphérolithes de blende, d'une forme identique à ces galets, se rencontrent également de place en place dans ces microconglomérats.

Les shales dolomitiques sont des roches grises dont le fin litage est souvent ondulé. Le lignite, en fines particules, y est commun. De ce type dérivent les dolomies « warvées », présentant alternativement un lit plus argileux et noir, puis un lit plus carbonaté et plus clair.

Les calcilitites dolomitiques sont, en général, des roches claires, sans litage apparent ou avec un fin litage interne. Elles sont souvent pomme-lées ou tigrées de noir. On y observe des structures fluidales. Elles sont polymorphes. Ces calcilitites constituent la masse majeure du Sinémurien. Leur cassure fraîche est grumeleuse. A la limite de ces formations, le grain de la roche diminuant, on obtient des « calcaires » sublithographiques, terme impropre, puisque la roche contient une forte proportion de dolomite, mais néanmoins d'un emploi commode car il fait distinguer ce type limite des précédents dont il diffère par sa cassure conchoïdale, ses surfaces lisses et son litage interne très fin, visible à l'arrangement de ses éléments accessoires.

Un autre type de roche, bien représenté, montre une alternance rapide, selon un litage très fin et souvent ondulé, des trois constituants sédimentaires de base : un lit d'argile, un lit de calcilitite et un lit de calcarénite, ceci sur 3 à 4 mm. La composante calcarénite y étant la plus remarquable, on a classé cette roche comme une calcarénite litée hétérogène.

Enfin, une roche très remarquable : c'est une brèche sédimentaire. Sa localisation isopique et stratigraphique est restreinte. On en lira plus loin la description.

CONTRÔLE DE LA NATURE DES SÉDIMENTS PAR LEUR MILIEU DE DÉPÔT. — Les divers types de sédiments du Sinémurien ne se sont pas déposés au hasard. On constate au contraire que leur distribution, leur succession, leur nature et leur puissance ont été conditionnées par les types de milieux sédimentaires, la nature de l'environnement et l'évolution progressive de ce cadre océanographique. Ces relations ont été étudiées à l'aide des cartes en courbes de niveau des limites des trois horizons du Sinémurien, à l'aide des cartes isopaques de ces horizons et des cartes de répartition lithologique. Les traits majeurs de ces trois types de documents se coordonnent et se complètent les uns les autres. Le résultat est une vue paléogéographique cohérente de l'ensemble, saisi à trois stades de son évolution : la base du Sinémurien, son milieu et son sommet (fig. 3 à 6).

En plan, on distingue trois zones, formant des bandes grossièrement allongées N-S : à l'E la zone du « plateau », à l'W la zone du « bassin », entre les deux l'étroite zone du « talus ». Les différences entre les faciès des deux zones extrêmes sont très marquées au Sinémurien inférieur, moins marquées au Sinémurien moyen et atténuées au Sinémurien supérieur. Parallèlement, les cartes en courbes de niveau des bancs repères qui limitent ces horizons indiquent l'existence, dans la zone du plateau d'une région haute et bosselée ; dans la zone du bassin, d'une région basse et légèrement ondulée ; et dans la zone du talus, d'une pente reliant les deux zones précédentes entre elles. Les quatre cartes en courbes de niveau sont superposables les unes aux autres et l'on assiste de bas en haut à un ennoyage progressif de la morphologie heurtée du début du Sinémurien et, en particulier, à une diminution graduelle de la pente du talus (fig. 3).

On a pu se demander si l'image donnée par ces cartes évoquait encore l'allure originelle de la surface de dépôt et relatait son évolution au long de la série. A cette question, on a été conduit à répondre par l'affirmative : la nature et la puissance des sédiments qui se sont déposés sur ces surfaces ont été étroitement conditionnées par les caractères propres de ces surfaces, tels qu'on les saisit actuellement.

— *Sinémurien inférieur* (fig. 3 A et 4 A). Sur le plateau se déposent 12 m environ de dolomie à composante marneuse, l'accumulation est encore plus faible sur les bosses qui dessinent alors une ligne de crête continue subparallèle et en arrière de la rupture de pente du sommet du talus. Localement, des glissements circonscrits rappellent ceux, d'une amplitude beaucoup plus

considérable, qui se produisent le long du talus.

On note l'existence de bancs à sédimentation entrecroisée, d'affouillements de tête de banc avec formation de microbrèches sus-jacentes.

Dans le bassin : dépôts de 15 à 17 m, débutant par une série de 5 à 7 m de calcaires oolithiques (calcarénites dolomitiques) et de « calcaires » sublithographiques, puis dolomies marneuses sans microbrèches mais avec quelques microconglomérats. Il existe quelques bancs de calcarénite à

sédimentation entrecroisée mais on ne note plus d'affouillement de tête de banc. La limite de l'extension vers l'E des bancs oolithiques ceinture très exactement le pied du talus. C'est contre cette assise que viennent buter les glissements du talus.

Sur le talus, on note une augmentation rapide de la puissance de l'horizon, du plateau vers le bassin. La pente du talus est forte. La ligne de talus subit, en plan, du N au S, des ondulations.

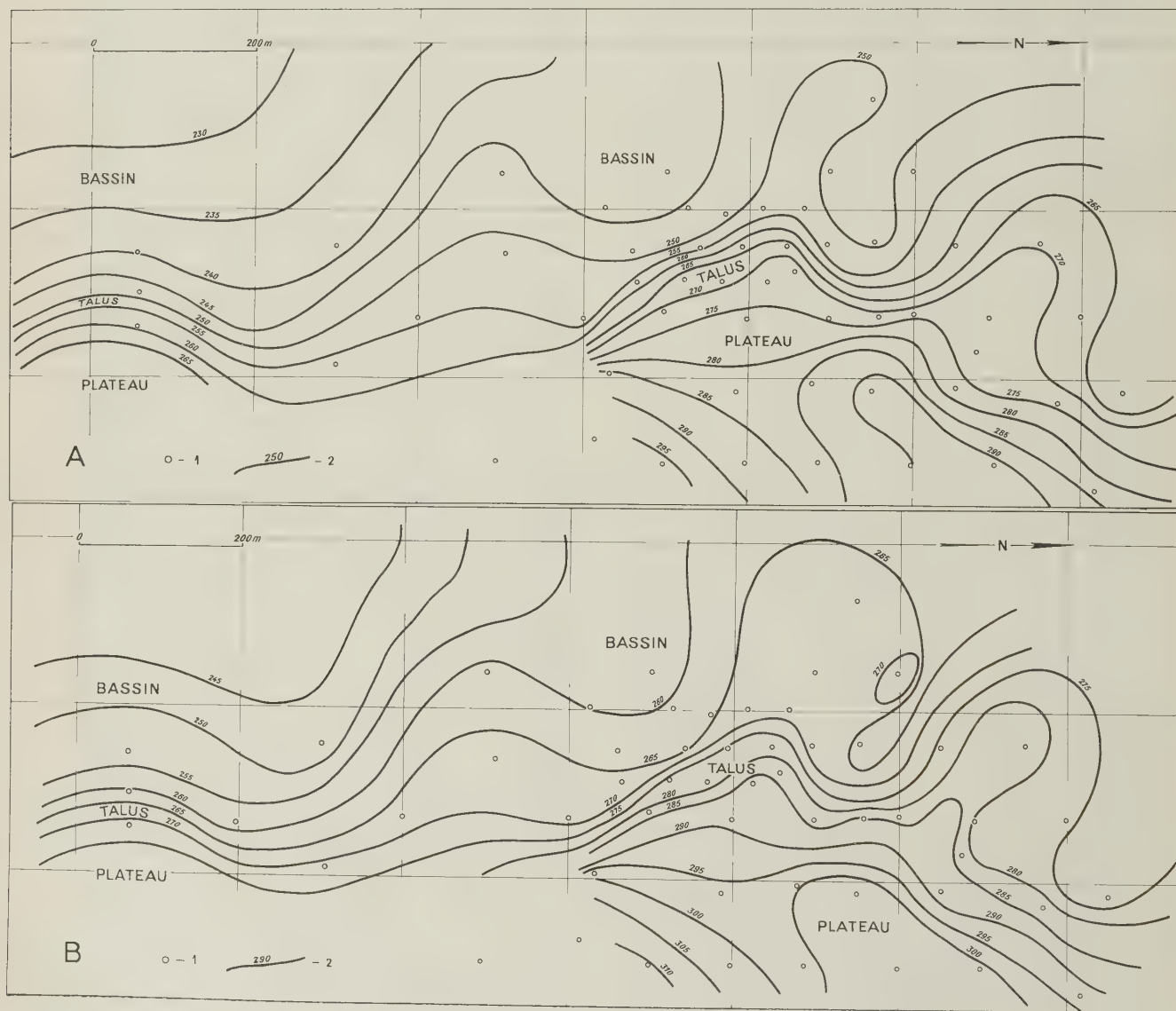


FIG. 3. — Courbes de niveau des limites des différents étages du Sinémurien.

A : limite inférieure du Sinémurien inférieur. — B : limite Sinémurien inférieur-Sinémurien moyen.
1 : sondage ; 2 : cote en mètres de la courbe de niveau, rattachée au nivellement général de la France.

Les ondulations convexes vers l'W sont dénommées « caps », les concaves « golfes ». Au pourtour des « caps », le talus atteint son maximum d'inclinaison ; c'est là aussi que les accumulations de brèches sont les plus conséquentes (Combecave et Amédée). Le talus qui borde les golfes est en plus faible pente : les brèches y sont épisodiques et de faible extension. En tout état de cause, ces brèches n'existent que là où un fort gradient isopaque recouvre un fort gradient topographique. Cette formation particulière à laquelle

sont liées les seules concentrations métalliques marchandes du Sinémurien sera décrite dans le chapitre suivant.

— *Sinémurien moyen* (fig. 3 B et 4 B). L'ensemble des trois zones est envahi par un faciès oolithique. On remarque que les courbes isopaqes se moulent sur les courbes de niveau : c'est aux points bas que la série est la plus épaisse (15 m), aux points hauts, au contraire, la sédimentation continue, comme au Sinémurien infé-

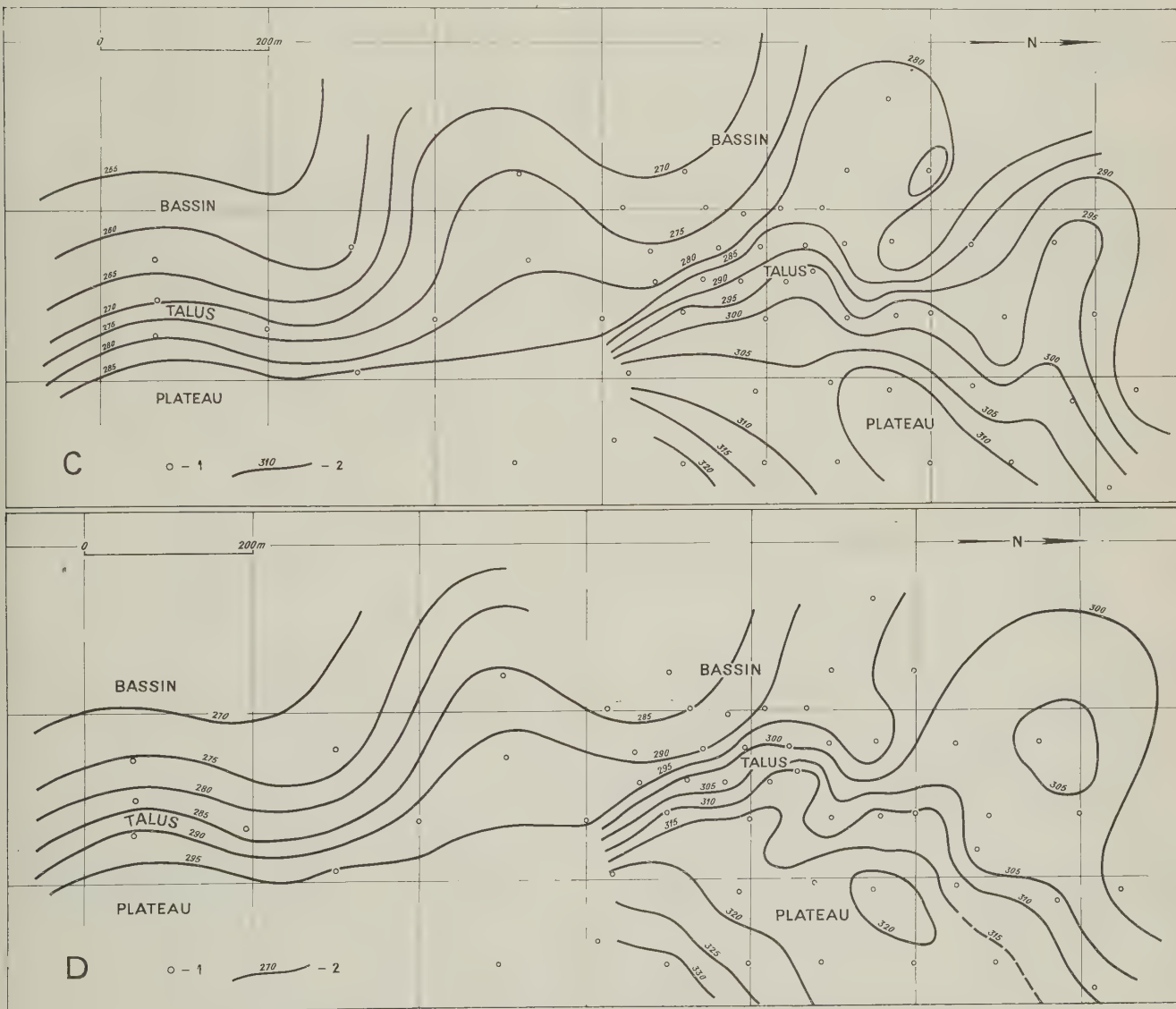


FIG. 3. — Courbes de niveau des limites des différents étages du Sinémurien.

C : limite Sinémurien moyen-Sinémurien supérieur. — D : limite supérieure du Sinémurien supérieur.

rieur, à être déficiente (10 m). La puissance cumulée des bancs oolithiques est proportionnelle à l'épaisseur de la série au lieu considéré : cette puissance est supérieure à 3 m dans le bassin, inférieure sur le plateau ; « l'isopaque-oolithe » — 3 m — ceinture assez exactement les reliefs rémanents du talus.

Sur le plateau se déposent alternativement, suivant un rythme assez précipité : des calcaires

oolithiques (calcarénites), des calcarénites litées hétérogènes, des dolomies varvées et des lits d'argile souvent épisodiques. On note une amplification des phénomènes de sédimentation entrecroisée dans les calcarénites, d'affouillements de têtes de bancs et de microbrèches. Les quelques calcaires d'Algues reconnus sont situés dans ce faciès et à cet horizon.

Dans le bassin, l'alternance lithologique ren-

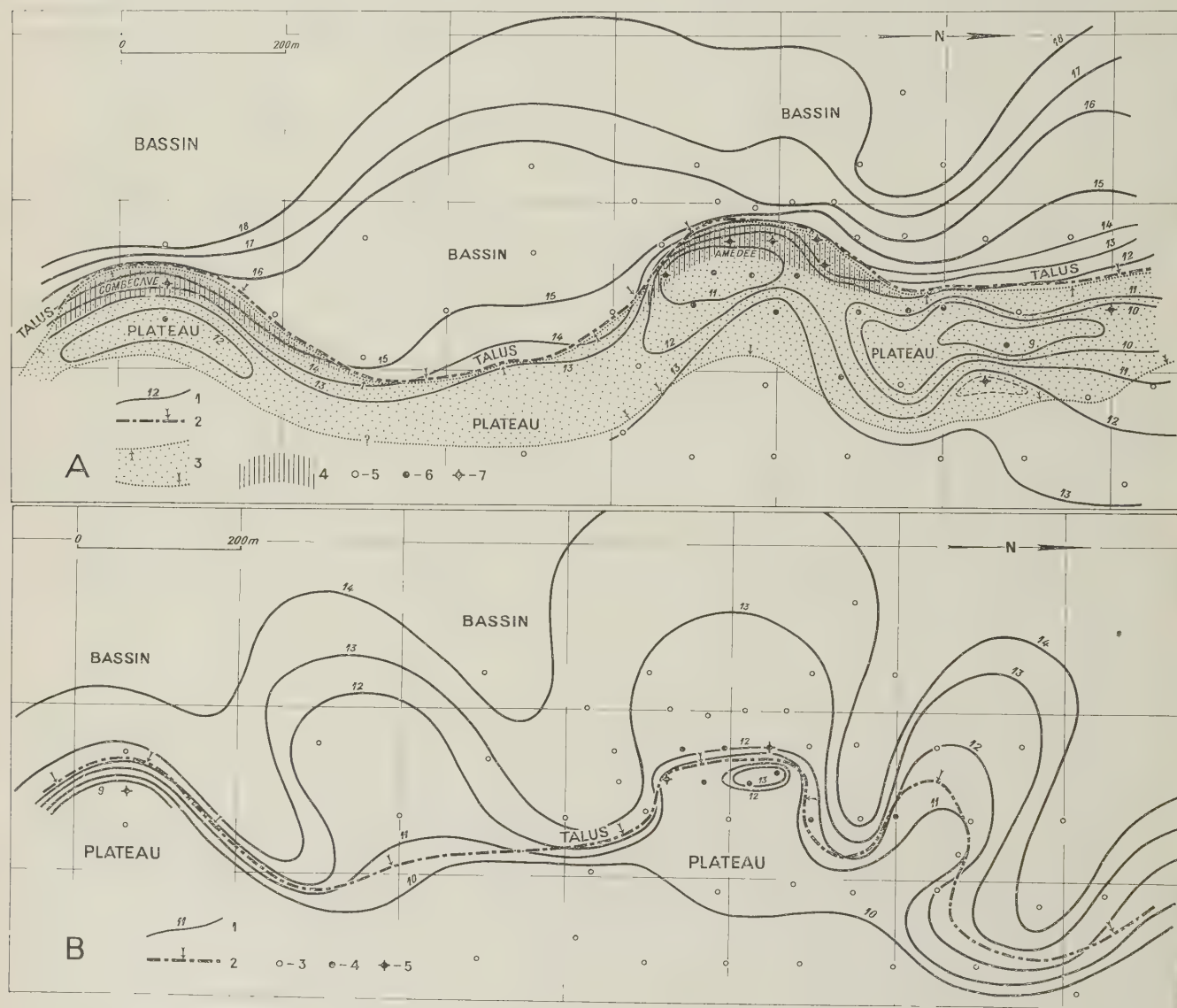


FIG. 4 A et B. — Courbes isopaques, faciès et minéralisation.

- A : Sinémurien inférieur. 1 : courbe isopaque (puissance en mètres); 2 : limite orientale du faciès oolithique; 3 : aire de distribution des brèches sédimentaires; 4 : amas minéralisés; 5 : sondage stérile; 6 : sondage à traces; 7 : sondage minéralisé.
- B : Sinémurien moyen. 1 : courbe isopaque (puissance en mètres); 2 : à l'W de cette limite, l'épaisseur cumulée des bancs oolithiques est supérieure à 3 m; 3 : sondage stérile; 4 : sondage à traces; 5 : sondage minéralisé.

contrée sur le plateau existe aussi mais selon un mode plus caline. Ces bancs sont plus puissants ; il n'y a pas d'affouillement de tête de banc ; il n'existe que des microconglomérats ; ceux-ci se concentrent selon des chenaux dans l'axe des

cuvettes qui bordent le talus (fig. 5). Les roches sont moins dolomitiques que celles du plateau, ainsi que l'on pouvait le constater au Sinémurien inférieur.

Sur le talus, on note la persistance de glisse-

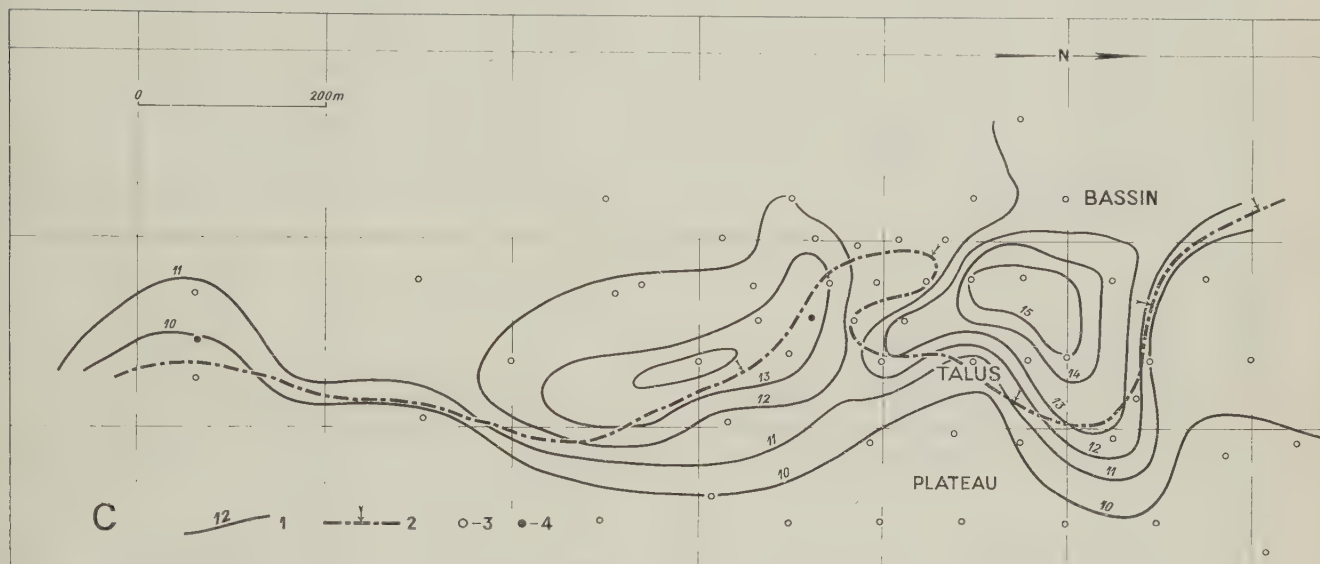


FIG. 4 C. — Courbes isopaques et faciès du Sinémurien supérieur.

1 : courbe isopaque (puissance en mètres) ; 2 : à l'E de cette limite il n'y a plus de calcaire oolithique ; 3 : sondage stérile ; 4 : sondage à traces.

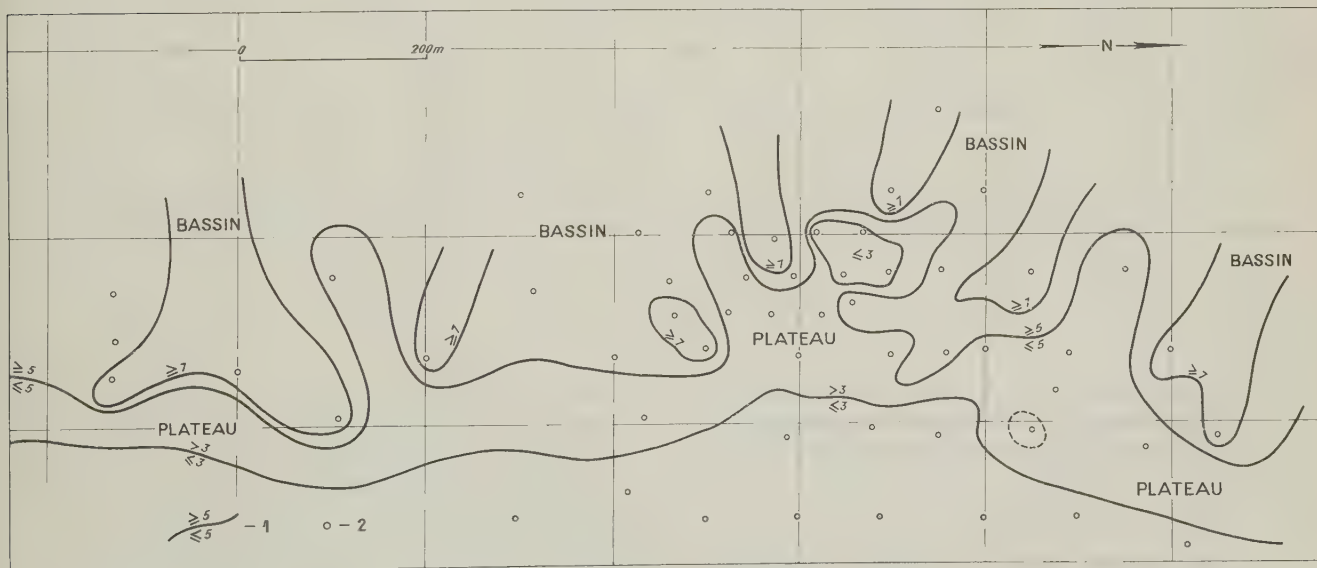


FIG. 5. — Distribution et fréquences des microconglomérats.

1 : courbe d'isofréquence (plus de 5 microconglomérats d'un côté, moins de 5 de l'autre) ; 2 : sondage.

ments à l'emplacement où les pentes étaient les plus raides au Sinémurien inférieur. Ces glissements recouvrent partiellement les zones bréchiques du Sinémurien inférieur. La bréchification n'est plus aussi poussée et le régime général est du type de glissements lits sur lits avec plissements, fluages et chiffonnages du matériel. En arrière des bourrelets bréchiques accumulés à la base du talus au Sinémurien inférieur, la dépression interne que ce bourrelet avait créée est comblée par les bancs subjacents du Sinémurien moyen : à cet endroit ceux-ci s'épaississent ; ils s'amincissent ensuite en passant sur le bourrelet bréchique inférieur.

— *Sinémurien supérieur* (fig. 3 C et 4 C). On assiste à la disparition des différentes tranchées qui distinguaient les trois zones isopiques : la série a de 10 à 13 m de puissance. Il y a installation de petites cuvettes de sédimentation allongées au pied de l'ancien talus. Les formes des surfaces se sont adoucies. Les glissements n'existent plus, sauf dans deux zones très restreintes situées tout au sommet et un peu en arrière des plus gros amas bréchiques inférieurs (Combecave et Amédée). La bréchification est du type atténué rencontré au Sinémurien moyen. Il existe une extension générale des microbrèches dont une de 10 à 20 cm qui se rencontre dans

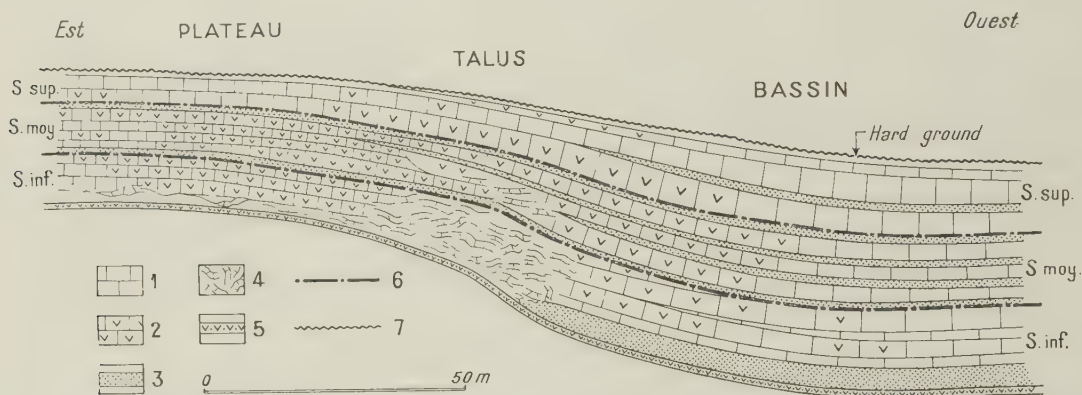


FIG. 6. — Coupe transversale schématique.

1 : calcaire ; 2 : dolomie ; 3 : calcaire oolithique ; 4 : brèches ; 5 : banc repère inférieur ; 6 : limite des horizons internes ; 7 : hard-ground supérieur.

tout le périmètre des sondages. La glauconie est plus fréquente que dans le reste de la série ; des lits d'argile verte font leur apparition.

La seule différence notable entre le bassin et le plateau réside dans le confinement des occurrences oolithiques au bassin. La limite orientale

de ces oolithes suit, dans ses grandes lignes, les contours de l'ancien talus.

Au sommet du Sinémurien supérieur, un hard-ground bien marqué se développe partout ; à cet arrêt provisoire de la sédimentation, correspond la fin du Sinémurien.

La brèche.

Cette formation est bien visible dans les travaux miniers (Texte-pl. I, fig. 1). Plusieurs sondages l'ont traversée. Elle constitue la roche magasin, par excellence, des concentrations zincifères.

Dans son type le plus exacerbé, cette brèche se présente sous la forme de fragments de dolomie beige enrobés dans un ciment carbonaté. Les éléments constitutifs sont orientés en tous sens ;

il n'y a pas de classement granulométrique ; les dimensions des éléments vont de quelques millimètres à quelques décimètres ; certains blocs atteignent le demi-mètre cube. Tous ces éléments sont à angles vifs ; ils ne montrent ni torsion, ni chiffonnement, ni trace d'écrasement ; certains d'entre eux ont subi, exceptionnellement, une légère abrasion.

La matrice sédimentaire qui enrobe ces frag-

ments a perdu toute trace de stratification : on y observe par contre des structures fluidales. Cette matrice est dite provenir d'un matériel « incompétent » et les éléments qu'elle enrobe d'un matériel « compétent ». Ces expressions traduisent les différences de degré de lapidification que l'on suppose à ces matériaux à l'époque de la formation de cette brèche.

Les fragments compétents de la brèche présentent souvent des caractéristiques lithologiques particulières telles que : fin litage spécifique, tigrures noires, dentelures, etc. Ces caractéristiques permettent de rattacher les éléments qui les présentent aux bancs calmes, bordant la brèche à l'Est, vers le sommet du talus. Par contre, la matrice incompétente ne peut être rattachée à ces mêmes bancs calmes que grâce à des considérations de séquence lithologique : on la relie la plupart du temps au banc de matériel incompétent situé immédiatement au sommet des bancs compétents. Néanmoins, une certaine alternance de ces deux types de matériau a été notée dans les bancs calmes de l'Est. Dans ce cas particulier, la matrice de la brèche est tenue pour être constituée par un mélange de tous ces matériaux incompétents.

La matrice est constituée, le plus généralement, par une dolomie à grain fin, d'une couleur toujours plus sombre que les fragments qu'elle enrobe ; il y existe une certaine composante argileuse qui donne à ce ciment cette couleur plus sombre et une dureté légèrement inférieure à celles des blocs enrobés. On y note des fragments de lignite qui y sont très calmement insérés. Dans un cas extrême, cette trame est entièrement argileuse et noire.

Quand aucune stratification ne demeure dans la formation bréchique, et alors qu'aucun classement granulométrique des fragments n'est exprimé, un certain classement stratigraphique statistique de ceux-ci s'y inscrit malgré tout : la distribution des blocs selon une même verticale est en rapport direct avec la succession normale des bancs auxquels la formation se rattache vers le plateau. Le décalage altimétrique de cette succession par rapport au pendage local estimé est tantôt positif, tantôt négatif, toujours de faible amplitude (2 m environ).

La formation qui vient d'être décrite, pour ses caractéristiques spectaculaires, est le cas extrême de la bréchification. Mais tous les degrés intermédiaires peuvent être observés entre ce type extrême et le simple glissement lit sur lit. L'ordonnance statistique de l'intensité de cette bréchification se répartit dans l'espace et dans le temps selon une loi cohérente : l'intensité croît

de l'E vers l'W et décroît du bas vers le haut. C'est exactement la même loi qui régit la minéralisation qui accompagne cette brèche.

Dans l'amas bréchique, au sens large, on observe de l'E à l'W : une roche dont le fin litage paraît faiblement ondulé, puis fripé et plié sans fracturation ; plus loin, le fluage aboutit à la cassure des lits compétents et à la fragmentation de ceux-ci. A ce stade, les segments disjoints du matériel incompétent sont englobés dans une pâte de nature identique à celle de la roche même : le caractère bréchique n'apparaît alors qu'à l'examen minutieux des lamelles sédimentaires reliques et de leurs positions. Enfin, on arrive au terme extrême décrit plus haut.

EXTENSION ET LOCALISATION DE LA BRÈCHE.

— A l'intérieur de la zone du talus, les masses de roches perturbées sont circonscrites à l'intérieur de volumes arqués, en plan et en coupe, de 300 à 600 m de long, de 40 à 60 m de large et de 10 à 20 m de haut. La plus grande longueur est parallèle à l'allongement du talus.

Tout est loin d'être chaotique dans ces masses : 1) des lits calmes séparent les amas bréchiques à des niveaux stratigraphiques différents ; 2) ailleurs, des bancs calmes, continus, ordonnés selon la succession stratigraphique normale, ont glissé en bloc et ne présentent que des phénomènes de fluage interne.

La brèche chaotique, *stricto sensu*, forme une succession d'amas de plusieurs dizaines de mètres de long, de 10 à 15 m de large et dont la hauteur n'excède pas une dizaine de mètres. Ces amas forment de gros bourrelets, entrecoupés de hiatus, à la base des volumes perturbés. On a pu les observer dans les travaux miniers de Combecave et de Fèges.

CARACTÈRES DES CONTACTS. — Entre les parements ouest et est des travaux miniers, des différences nettes de lithologie ont été cartographiées. Ces différences sont confirmées par le dépouillement des sondages voisins : la brèche se localise sur le talus entre les deux faciès extrêmes : le plateau à l'Est, le bassin à l'Ouest.

Sur la bordure ouest, le passage de la formation bréchique à la zone calme du bassin est assez difficile à observer dans les anciennes exploitations, car la brèche, bien minéralisée à cet endroit, a été enlevée sur sa presque totalité, piliers mis à part. Dans les travaux miniers de Combecave, néanmoins, plusieurs modes de transition ont été observés :

a) l'amas bréchique vient buter en s'hypertrophiant, sur les bancs calmes du bassin. Au con-

tact, les bancs du bassin sont retroussés : fragmentés en bas, pliés en haut, selon leur degré de lapidification de l'époque. Cette figure souligne bien le rôle de butoir de ses assises (fig. 7 A).

b) Ailleurs, et plus haut, un banc calme du bassin vient mourir en biseau sur l'amas bréchique. Cette « transgression » des bancs du bassin sur la brèche comble peu à peu le ressaut morphologique formé par le bourrelet bréchique. Parfois ces bancs biseautés de recouvrement sont

fragmentés et disloqués « en escalier » : on interprète ces figures comme le résultat corollaire d'un réajustement posthume du volume bréchique (fig. 7 B).

Sur la bordure est, le contact inférieur le plus fréquent, rencontré dans les sondages, est un contact normal : la brèche semble se comporter comme une unité lithologique propre et repose en concordance sur le banc sous-jacent. Il en va autrement, la plupart du temps, dans les tra-

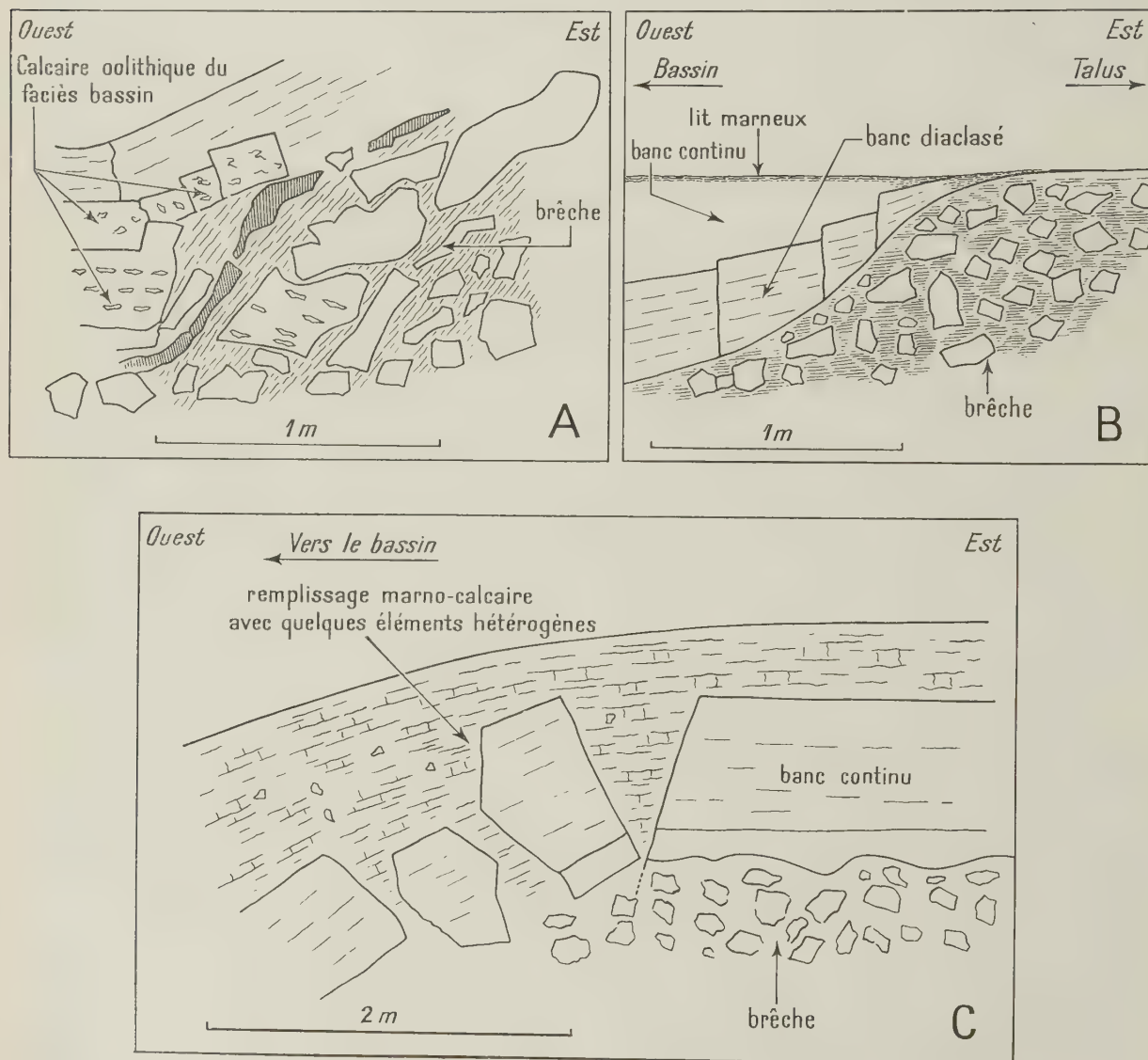


FIG. 7.

A : contact ouest (retroussement des bancs du bassin à la base puis leur « transgression » sur l'amas bréchique). — B : contact ouest (réajustement posthume d'une couche « transgressive » de faciès bassin sur un amas bréchique ; puis sédimentation calme se biseautant vers l'E. — C : région orientale de l'amas : chute d'un banc.

vaux miniers situés plus près du bord du bassin : le contact inférieur se traduit par une discordance apparente : la masse bréchique recoupe nettement les bancs sous-jacents. Ce type de contact n'apparaît que dans les vingt mètres qui précèdent la limite du faciès calme du bassin. On interprète cette figure comme le résultat d'un traumatisme violent : l'amas bréchique déjà fortement volumineux en arrivant dans la zone des changements de faciès a tranché dans cette zone de faiblesse. La faiblesse de cette zone provenait de l'interpénétration de sédiments de natures différentes, différemment lapidifiés. La brèche à son arrivée a bouleversé cette zone fragile, l'a repoussée puis englobée peu à peu.

Un autre aspect de ce contact est peut-être observé : un banc calme, reposant sur une brèche à éléments décimétriques, se brise en gros blocs en avant de cet amas et se fige dans un ciment incompetent. Tout se passe comme si l'extrémité de ce banc, légèrement induré, s'était fragmentée sur une pente : les blocs les plus éloignés vers l'W sont aussi les plus bas (fig. 7 C). Le ciment est constitué par la dolomie marneuse tendre du banc sus-jacent.

ARRANGEMENTS TECTONIQUES INTERNES. — On vient de voir que la masse la plus intensément bréchifiée était située en avant du volume perturbé au pied du talus où elle forme un bourrelet. En dehors de cette masse, les structures rencontrées sont associées à deux types d'accidents : les failles de chevauchement et les plis d'entraînement. Les glissements ont parfois provoqué à l'intérieur de ces ensembles des failles de chevauchement et, sur le matériel sous-jacent, des plis d'entraînement. Dans les failles de chevauchements, la partie la plus en haut du banc sur la pente a glissé plus vite que la partie en contrebas et l'a surmontée. Ces petites failles ont un caractère commun : elles disparaissent contre les bancs subjacents du toit ; l'amortissement du rejet a lieu à l'intérieur du banc de matériel incompetent situé sous ce toit (Texte-pl. I, fig. 2). Des plis d'entraînement affectent les couches sous la masse bréchique ; on observe une série de petits plissements de faible amplitude (0,5 m à 1 m) dans lesquels les strates les plus compétentes sont cassées et fragmentées : cette figure rappelle les phénomènes observés dans la partie amont de la brèche. Les éléments compétents sont peu déplacés par rapport à la courbure idéale des plis ; ils en soulignent les formes. Ces éléments sont noyés dans le matériel flué de l'assise surmontante (Texte-pl. I, fig. 3).

ORIGINE DE LA BRÈCHE. — Cette brèche est une formation pénécontemporaine du dépôt des sédiments. Cette interprétation tire ses arguments de tous les faits relatés plus haut : lithologie, structure interne, position isopique, relation avec les faciès voisins. Aucune autre hypothèse ne permet d'expliquer la forme, la structure, les apparitions répétées de ces brèches entre des bancs calmes, leurs liens étroits avec le contexte sédimentaire et leur absence totale de relation visible avec des failles.

Si, sur des surfaces trop limitées, cette brèche peut être à la rigueur interprétée comme une brèche de faille, l'observation, élargie au contexte immédiat, fait écarter cette interprétation.

PROCESSUS DE FORMATION. — Les processus ayant accompagné la formation de la brèche se résument ainsi : sur le talus en pente raide qui sépare, au Sinémurien inférieur, un haut-fond d'un bassin proche, les sédiments s'accumulent ; quand leur poids dépasse une certaine masse critique, un mouvement de glissement de l'ensemble s'amorce, d'abord insensible, puis plus brutal, à la manière des glissements de neige. Les sédiments différemment lapidifiés, certains encore incohérents, se froissent, se plissent, se déchirent ou fluent et s'accumulent en un amas bréchique au pied du talus. Un autre cycle sédimentation-glissement survient localement au Sinémurien moyen. Ces cycles disparaissent ensuite par suite de l'ennoyage de la morphologie : des dépôts épais dans le bassin, minces sur le plateau effacent les dénivellations. Parallèlement à cet ennoyage, une tendance à l'arrêt de sédimentation se fait jour, s'amplifie puis se parachève, à la fin du Sinémurien, par un arrêt général et la formation d'un hard ground.

CONTRÔLE DE LA NATURE DE LA MINÉRALISATION PAR LE CONTEXTE SÉDIMENTAIRE. — La minéralisation est localisée à l'intérieur des zones de glissements. Sa nature, sa disposition et son intensité sont liées étroitement aux dispositions architecturales propres au contexte sédimentaire en chaque point considéré. L'intensité de la minéralisation est fonction directe de la fréquence des surfaces de discontinuités dans les amas bréchiques, cette fréquence étant elle-même fonction directe de l'intensité du glissement.

1) Dans les brèches chaotiques du bourrelet frontal, la blende se dispose en rubans auréolés autour des fragments compétents (disposition en cocarde). Cette blende prend la place de la matrice incompetente d'une manière plus ou moins complète ; elle est accompagnée d'un ciment de

calcite blanche en grands cristaux ; de beaux cristaux de galène accompagnent cette blende rubanée. Cette minéralisation est la plus riche (Texte-pl. I, fig. 1).

2) Dans les bancs incompetents, présentant des phénomènes de fluage, la blende se localise en sphérolithes et en rubans à l'intérieur des rubans ondulés des matériaux les plus marneux, ici très pyriteux (Texte-pl. I, fig. 5).

3) Dans les bancs supérieurs affectés de glissements lits sur lits, la blende se présente en lits horizontaux insérés dans les minces lits marneux noirs qui séparent deux bancs de roches carbonatées.

4) A l'occasion des fissurations de blocs éloignés du nez du glissement, la blende remplit ces fissures. Cette minéralisation est la plus pauvre.

Selon l'ordre cité, l'existence de chacune de ces minéralisations est conditionnée par l'existence, dans l'amas bréchique considéré, de la précédente. Si bien que jusqu'à présent, on a rencontré les types 1, 2, 3, 4 ou 1, 2, 3 ou 1, 2, mais jamais 3, 4 sans 1, 2.

5) Enfin, un type particulier d'occurrence fugace de blende ne donne jamais lieu à des concentrations : à l'extérieur ou au-dessus des zones de glissements majeurs on rencontre de la blende formant : des nodules, de petits sphérolithes, de petits « galets », des pseudo-oolithes, soit dans les calcarénites, soit dans les shales dolomitiques les plus marneux.

Le hard ground du sommet de l'étage sert parfois de piège à ces sortes d'occurrences.

Conclusions.

Tout au long de cette note s'est précisé peu à peu le paysage du Sinémurien puis son évolution. On a montré pourquoi des glissements étaient apparus à la base de cet étage et pourquoi, vers le sommet, il ne pouvait plus s'en produire.

Pourquoi ces glissements seraient-ils apparus brusquement à la base du Sinémurien ? Quelle cause a déterminé la surface heurtée de cette base ? L'Hettangien sous-jacent n'aurait-il pas eu plus de chances, étant plus près des anciennes dénivellations du vieux substratum, d'avoir été

perturbé par celles-ci et de présenter d'une manière plus fréquente et plus extensive ces glissements dont les éléments accessoires sont primordiaux pour le mineur ?

Les recherches n'ont pas encore abordé ce stade plus profond. Trois sondages seulement ont été poussés dans l'Hettangien : il y existe des brèches et de faibles traces de minéralisations. Mais le changement du milieu de dépôt : marin au Sinémurien, laguno-marin à l'Hettangien, ne va-t-il pas apporter des modifications dans les conditions de mise en place de ces brèches ?

TEXTE-PLANCHE I.

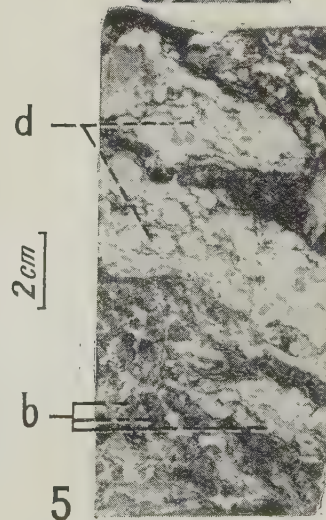
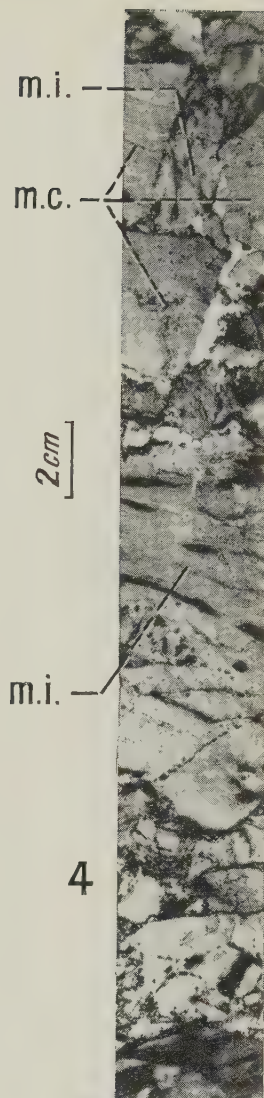
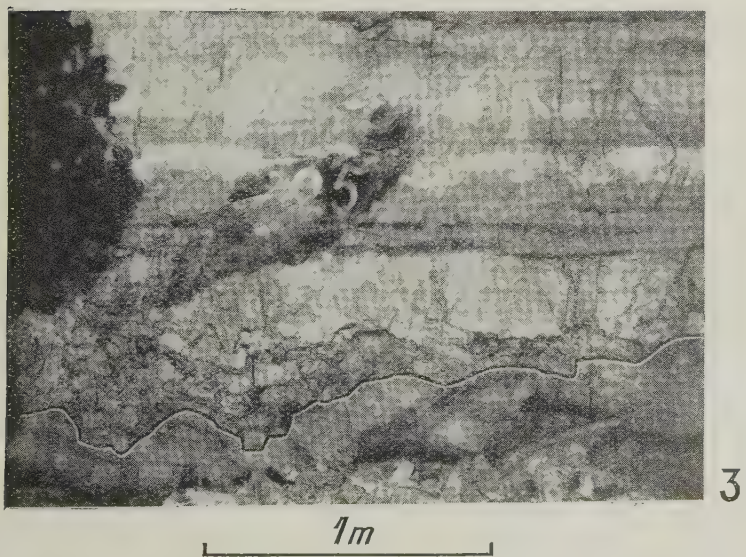
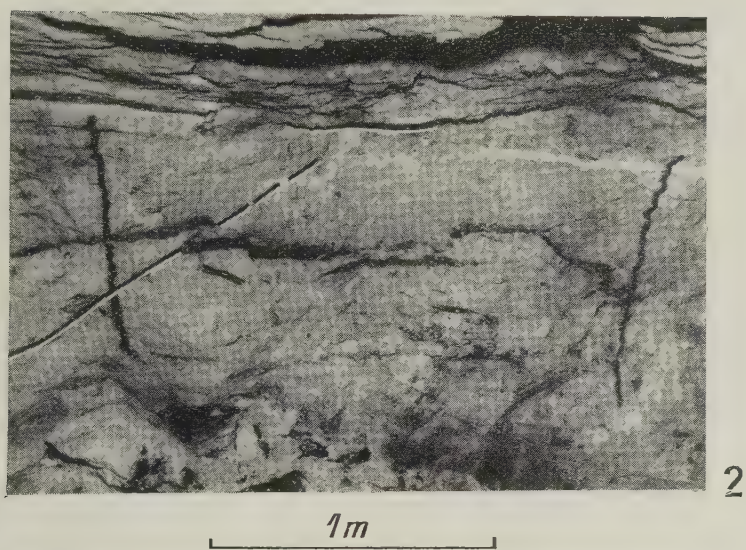
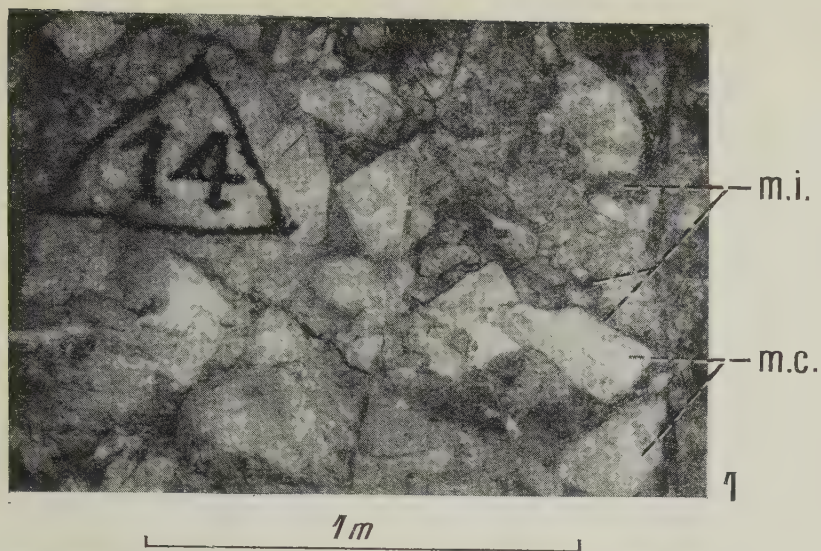
FIG. 1. — Brèche chaotique. Localisation : zone ouest de l'amas, au pied du talus. *m. i.* : ciment de matériel incompetent carbonaté et marneux (contient toute la blende de la brèche) ; *m. c.* : éléments angulaires de matériel compétent.

FIG. 2. — Petite faille de chevauchement dont le rejet s'amortit au toit. Localisation : zone est de l'amas.

FIG. 3. — Petits plis d'entraînement. Localisation : base de la zone est de l'amas.

FIG. 4. — Brèche. Localisation : vers le sommet du « talus ». *m. i.* (en haut) : matériel incompetent servant de matrice à la brèche ; *m. c.* : éléments d'un même banc de matériel compétent (le liséré noir entourant ces fragments est de la blende) ; *m. i.* (en bas) : matériel incompetent présentant un début de fluage.

FIG. 5. — Brèche de matériel incompetent. Tout le matériel a flué de gauche à droite ; les parties sombres sont plus marneuses, elles contiennent des sphérolithes de blende (*b*) ; *d* : dolomie marneuse beige clair. Photos Max BONNEAU, Figeac.



Observations.

P. ROUTHIER ne veut pas laisser passer cette communication sans souligner son exceptionnelle importance, tant du point de vue théorique que du point de vue pratique. Après avoir demandé au présentateur, M. Launey, de préciser sa pensée en la résumant dans une coupe paléogéographique, il rappelle que plusieurs exemples sont actuellement connus dans le monde qui présentent des analogies avec le gisement de Figeac.

Esquissant la disposition étudiée aux Malines (Gard), par F. Foglierini et A. Bernard et, dans un exemple du Missouri sud-est par Ohle et Brown, il montre que les formations sédimentaires encaissant ces minéralisations « de couverture » présentent souvent : une tendance à la réduction d'épaisseur, aux lacunes, aux biseaux, à l'aplomb de hauts-fonds du socle comparables aux collines enfouies (*burried-hills*) des géologues pétroliers. Les minéralisations ne se placent pas à l'aplomb des

hauts-fonds mais au-dessus de leurs flancs ou du bas de leurs flancs. Dans les divers cas il semble y avoir eu un talus sous-marin, comme dans l'exemple de Figeac.

La méthode utilisée par les auteurs, comme par Ohle et Brown : traduction en cartes isobathes et isopaques, nous rapproche singulièrement de la géologie pétrolière. Actuellement moyen d'expression graphique elle deviendra sans doute moyen de prévision pour la recherche de minéralisations n'affleurant pas.

Cette communication appelle un autre commentaire : la libéralité de la Compagnie royale asturienne des mines, comme d'ailleurs de la Société minière et métallurgique de Penarroya qui a autorisé les publications de Foglierini et Bernard, peuvent être citées en exemple. En ne gardant pas secrets des résultats aussi importants ces sociétés permettent à la géologie minière de progresser rapidement.

Contrôle géologique des souterrains de la région ouest de la Société nationale des chemins de fer. Méthodes et résultats

par LÉON FEUGUEUR et Robert SOYER ¹.

Sommaire. — Les résultats géologiques de contrôles de vingt-six souterrains de la région ouest, effectués en 1956 par le Bureau de recherches géologiques, géophysiques et minières, font l'objet de cette note. Une méthode de vérification a été mise au point ; elle tient compte des principaux facteurs d'érosion agissant sur les diverses craies dans lesquelles vingt-cinq tunnels ont été établis, et aboutit à un classement de celles-ci au point de vue du Génie civil. Certaines conclusions sont en outre applicables à la généralité des souterrains.

La mise au gabarit international des ouvrages d'art de la S. N. C. F. devait modifier la section des souterrains de la région ouest, il apparut que préalablement à toute intervention une vérification de l'état du rocher était indispensable dans ces tunnels déjà anciens ayant presque tous reçu un revêtement intérieur continu. Cette mission fut confiée au B. R. G. G. M. qui désigna les auteurs de cette étude pour l'exécuter. Les travaux commencèrent le 29 décembre 1955 et se terminèrent le 18 décembre 1956. Ils concernent 26 souterrains dont la longueur cumulée s'élève à 22 404 m. C'est la première fois en France, et sans doute dans le monde, qu'une campagne de contrôle géologique de souterrains ferroviaires de cette importance a été entreprise, aussi a-t-on dû mettre au point une méthode d'études rigoureuse.

SOUTERRAINS ÉTUDIÉS. — Les souterrains contrôlés se classent dans l'ordre géographique suivant (fig. 1).

— *Ligne de Paris à Cherbourg par Caen.* 8 souterrains : Breval (800 m) ; Martainville (284 m) ; Nétreville (1 789 m) ; La Justice (Évreux 363 m) ; Navarre (Évreux 190 m) ; Conches (253 m) ; Bernay (338 m) ; La Motte (Le Montfort 2 560 m).

— *Ligne de Paris au Havre.* 11 souterrains : Rolleboise (2 641 m) ; Le Roule (1 726 m) ; Venables (400 m) ; Tourville (500 m) ; Saint-Hilaire (Rouen 78 m) ; Beauvoisine (Rouen 1 340 m) ; Saint-Maur (Rouen 1 074 m) ; Le Mont-Riboudet (Rouen 352 m) ; Grand-Pissy-Poville (2 206 m) ; Petit-Pissy-Poville (228 m) ; Pavilly (163 m).

— *Ligne Bréauté-Beuzeville-Lillebonne.* 1 souterrain : Bolbec (586 m).

— *Ligne Amiens-Rouen.* 1 souterrain : Sommersy (1 488 m).

— *Ligne Malaunay-Dieppe.* 1 souterrain : Dieppe (1654 m).

— *Ligne Oissel-Serquigny* : 4 souterrains : Orival (401 m) ; Beauval (La Londe 100 m) ; La Londe (76 m) ; Glos-Montfort (814 m).

Ces souterrains sont pour la plupart plus que centenaires : deux de la ligne du Havre ont été creusés par des ingénieurs anglais entre 1841 et 1847, et ceux de la ligne de Cherbourg entre 1853 et 1856 ; toutefois deux des tunnels d'Évreux, La Justice et Nétreville, sont postérieurs (1886) ; celui de Dieppe remonte à 1848, ceux de la ligne Serquigny-Oissel à 1863 ; Sommersy date de 1864 et Dieppe de 1848.

Construction des souterrains. — Les tunnels ont été percés suivant la méthode anglaise d'attaque à pleine section, soit à partir des deux têtes, soit à l'aide de puits intermédiaires. Ils sont appareillés en briques de fabrication locale et, en partie pour ceux de Rolleboise et Tourville, en pierre de Chérence et en roche de Vernon. Le briquetage d'une épaisseur théorique de 0,45 m présente des surépaisseurs ; son adhérence au rocher est exceptionnelle et il règne un vide général entre ce dernier et le rouleau externe de briques qui n'a pas reçu de chape extérieure. Parfois le vide a été bourré avec des matériaux divers : briques de second choix ou brisées, moellons, silex, etc.

1. Note présentée à la séance du 4 mai 1959.

Les piédroits de la voûte sont ordinairement ancrés dans le sol ; ils prennent appui, plus rarement, sur une banquette latérale de la roche lorsque celle-ci est suffisamment résistante (Rolleboise, La Motte) ; la plate-forme n'est jamais maçonnée. Du fait du vide généralisé, les souterrains de la région ouest représentent deux tubes concentriques constitués l'un (externe) par les parois du massif traversé, l'autre (interne) par la

maçonnerie du tunnel, qui peuvent être parfois tangents par suite des vicissitudes de la construction. Ces conditions d'exécution présentent une grande importance au point de vue géologique et sont à la base de la méthode de contrôle adoptée.

MOYENS DE CONTRÔLE ET D'ÉTUDE. — Afin d'observer la roche et de contrôler l'état des revêtements, on a effectué à travers le briquetage



FIG. 1. — Carte générale des tunnels S. N. C. F. région ouest.

Lignes Paris-Caen Paris-Le Havre ; Breauté-Beuzeville-Lillebonne ; Amiens-Rouen ; Malaunay-Dieppe ; Oissel-Serquigny.

des sondages en forme de prismes quadrangulaires de 25 à 30 cm de côté, sur des sections distantes de 25 m : aux piédroits, aux reins et en clé de voûte², soit 5 sondages par section. Les observations ont été faites ordinairement de nuit entre 1 et 5 heures, sur les lignes à grand trafic, et à la faveur de coupures diurnes sur les autres lignes. 4 204 sondages ont été examinés, à partir de la plate-forme de la voie aux piédroits, et de plates-formes spéciales, télescopiques et orientables aux reins et à la clé.

Les observations portant sur un nombre élevé de points de contrôle, seule une méthode statistique pouvait permettre d'aboutir à des conclu-

sions rationnelles. Afin d'adopter une échelle commune à respecter scrupuleusement, les opérateurs, appelés à agir séparément, ont d'abord effectué en commun le contrôle de trois souterrains : Le Mont-Riboudet, Tourville et Rolleboise, et pu ainsi établir un classement des sondages en fonction de la tenue de la roche :

B = Bon état. Roche compacte, sèche, ou faiblement altérée par l'érosion naturelle, la gravité, le gel modéré.
A. B = Assez bon état. Roche légèrement altérée ou fissurée, ou bien compacte mais humide.

2. Piédroit : partie subverticale de la base de la voûte ; rein : partie courbe de la voûte ; clé : point le plus élevé de la voûte (voir fig. 3 A).

A. M = État médiocre. Roche fissurée, altérée, efflorescente, avec desquamations, ou plastifiée mais non décomprimée.

M = Mauvais état. Roche très altérée, décomposée, largement fissurée avec menaces d'éboulement et retombées de petits blocs, ou bien plastifiée, mais avec appuis faibles.

T. M = Très mauvais état. Roche fracturée, éboulée avec cavités ou cloches en évolution avec retombées de blocs, ou bien fluente, gorgée d'eau et en cours de décompression.

Le contrôle des sondages a toujours été accompagné d'une étude du recouvrement du tunnel qui a donné dans la plupart des cas de précieuses indications sur certaines causes d'altération, et principalement sur le régime des eaux dont le rôle est fondamental dans l'évolution des tunnels.

Quelques inexactitudes de la carte ont pu aussi être rectifiées.

Pour chaque ouvrage, qui a fait l'objet d'un rapport détaillé, on a dressé un plan de la voûte développée où chaque sondage est reporté avec des signes conventionnels, et un profil en long géologique que l'on peut considérer comme exact, en raison des nombreux points d'observation dont on disposait.

CLASSEMENT GÉOLOGIQUE DES TUNNELS. — Si de nombreux travaux de détail concernant la géologie des souterrains ont été publiés en France, aucun essai de synthèse des souterrains ferroviaires n'y a été tenté, bien que leur nombre dépasse 1 600. C'est donc à l'ouvrage étranger le

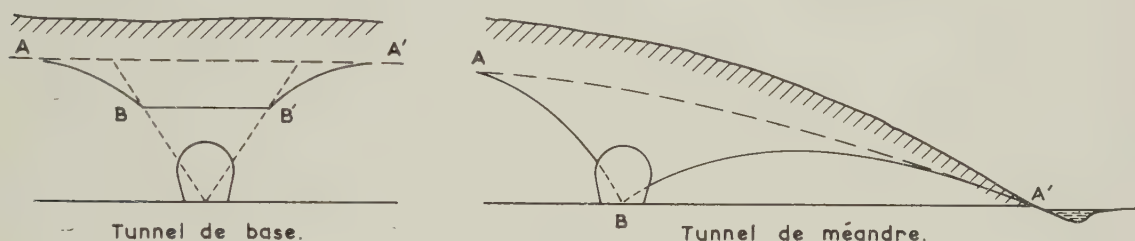


FIG. 2. — Action des tunnels sur les courbes piézométriques.

plus important ³ qu'il faut recourir pour trouver une classification géologique des tunnels, poussée d'ailleurs très loin dans le détail et dont nous n'adoptons pour les souterrains normands que les quatre catégories suivantes :

— *tunnels de base* : leur position se définit d'elle-même. Types : souterrains du Roule, Sommersy, Dieppe et La Motte (pour partie) ;

— *tunnels de méandre* : ils recoupent les méandres fluviaux à leur racine. Type : souterrain de Rolleboise ;

— *tunnels de versant* : percés dans le flanc de la colline et parallèles à la vallée. Type : Beauvoisine, Saint-Maur, La Motte (pour partie) ;

— *tunnels d'éperon* : traversent des éperons étroits et abrupts, en fond de vallée. Type : souterrain de Navarre.

La position du souterrain dans le massif traversé est déterminante dans son évolution, et se ramène à deux types :

1) Position symétrique des deux moitiés de la section par rapport au massif. C'est le cas des tunnels de base et de quelques tunnels de versant.

2) Position dissymétrique : tunnels de méandre et d'éperon, et de la plupart des tunnels de versant, où l'une des moitiés supporte un recouvrement plus élevé.

Dans le premier cas, dans un massif stratigraphiquement homogène, les contraintes s'exerçant sur l'ouvrage sont comparables, sinon identiques, de part et d'autre de l'axe vertical de la section.

Dans le second, les contraintes subies sont différentes, et leur inégalité croît dans l'ordre : tunnel de versant, de méandre, et d'éperon.

Plusieurs causes de perturbations affectant les grands souterrains traversant des massifs montagneux ne se présentent pas dans ceux de Normandie, et entre autres :

— l'hétérogénéité des couches affectées par les mouvements tectoniques (dans les tunnels de faite en particulier) ;

— le fort pendage des assises. Or celui-ci excède rarement 1 % ;

— la multiplicité des failles, si fréquentes dans les grands souterrains alpins (Wochein, Bosruck, Saint-Gothard, Hauenstein, Karawanken) et dans les avant-pays influencés par l'orogénèse (Le Rove, Gardanne, Le Rocio à Lisbonne) ;

— les plans et joints de stratification, toujours très atténués dans les craies normandes généralement massives ;

3. STINI J. (1950). : Tunnelbaugeologie. Die geologischen Grundlagen des Stollen- und Tunnelbaues. Vienne, Springer éd., 366 p., 192 fig.

— l'épaisseur du recouvrement et la pression de la montagne, provoquant les coups de toit et de roche si redoutés dans les grands tunnels de base.

Les craies ont par contre quelques inconvénients :

— généralement tendres, elles sont une proie facile pour les agents physico-chimiques d'érosion : fumées et eaux acides, gel ;

— souvent peu résistantes, elles ne peuvent supporter des pressions importantes sans se fissurer et se déliter ;

— leur solubilité en présence des gaz (CO_2) dissous dans les eaux infiltrées active les réseaux de fissures et détermine des compartiments affaiblis.

Leur intensité est variable ; elle s'exerce plus ou moins, suivant la nature de la formation crayeuse traversée dont le Crétacé normand présente une gamme étendue allant du Cénomanién inférieur au Campanien, et dont la puissance peut être estimée à 450 m ; 25 souterrains sur 26 y sont établis, un seul, Breval, étant percé au contact de l'Éocène supérieur et de l'Oligocène.

Nous avons pu établir un classement des diverses formations traversées, en fonction de leur caractère favorable décroissant :

1. Santonien supérieur et moyen (9 souterrains).
2. Santonien inférieur (2) et Coniacien (4).
3. Cénomanién inférieur (1).
4. Turonien inférieur (2).
5. Ludien-Sannoisien (1) ; Turonien supérieur et moyen (3) ; Cénomanién supérieur et moyen (3).
6. Argile à silex (1).

ÉVOLUTION GÉNÉRALE DES SOUTERRAINS. — *État d'altération.* Avant d'analyser les causes d'altération, il est nécessaire d'en détailler les effets sur chacune des cinq génératrices de sondages qui relient des points singuliers de la voûte, judicieusement choisis. Sans entrer dans le détail des calculs effectués, nous donnons ici le résultat des statistiques portant sur les 4 204 sondages étudiés et valable pour les quatre types de tunnels adoptés :

— l'élément le plus altéré est *toujours la clé de voûte* ;

— l'altération est comparable aux reins de la voûte, *mais un peu moins prononcée côté coteau* ;

— les piédroits côté vallée, toujours moins altérés que les reins, le sont *toujours plus que*

— les piédroits côté coteau, qui constituent dans *tous les cas* l'élément resté dans le meilleur état de conservation.

Facteurs d'altération. Les agents d'érosion des souterrains sont d'ordre physique, chimique et biologique et d'importance variable, les uns étant

généralisés, les autres occasionnels et parfois exceptionnels. Un souterrain constitue un élément perturbateur du sous-sol ; il interrompt la continuité des assises et affaiblit le support du recouvrement ; il libère parfois les formations sous-jacentes de la contrainte de pression et expose les couches latérales aux phénomènes d'écoulement plastique. Il provoque dans de nombreux cas la scission d'un massif ayant atteint sa stabilité au cours des temps géologiques et lui substitue deux éléments nouveaux qui devront rechercher — parfois aux dépens de l'ouvrage — leur nouvelle assiette. Si les conséquences sont atténuées dans les souterrains réalisés par des procédés modernes, recevant un revêtement annulaire adhérent totalement au rocher, au point de vue hydrologique les perturbations restent du même ordre dans tous les cas, la plupart des tunnels recoupant et rabattant la courbe piézométrique. Les tunnels de versant et de méandre se comportent comme un drain transversal et isolent une unité hydrologique et les tunnels de base, toujours aquifères, comme des puits pompés ; ils dépriment la courbe piézométrique, accélèrent la vidange de la nappe, tandis que la vitesse de passage et le débit des eaux s'accroissent dans son recouvrement, et que s'accroissent les phénomènes liés à la circulation : dissolution, fissuration, oxydation du rocher et entraînements mécaniques de particules minérales (fig. 2).

L'action des eaux est prépondérante, car elle se combine avec les autres facteurs d'érosion qu'elle active, et dont les plus importants sont les agents physiques, et surtout la gravité.

La gravité. L'action de la gravité prend plusieurs aspects (fig. 3) :

— les pressions verticales et tangentielles qui s'exercent sur tous les éléments de la voûte, mais plus fortement en calotte (poinçonnement).

— la décompression latérale qui est fonction des pressions verticales et tangentielles et de la cohésion de la roche. Facteur déterminant de la variation de l'angle de frottement interne, elle s'exerce principalement aux reins de la voûte. Dans une roche aussi peu décompressible que la craie, elle ne provoque guère aux piédroits que quelques poinçonnements amorçant des fissures, et son rôle est quasi nul à la clé, élément le plus exposé par contre aux pressions verticales provoquant, dans les roches dures et cohérentes, des fissurations auxquelles s'ajoutent, dans les roches plus tendres, des desquamations et un délitage aboutissant à des chutes de blocs, à des cavités, puis à des cloches, et comme terme ultime, à des fontis. Pour cette raison, la calotte est toujours l'élément de voûte le plus altéré.

Si la moyenne générale indique un degré d'altération à peu près identique aux reins côté coteau et côté vallée, il apparaît que dans les tunnels de versant les reins sont deux fois plus altérés côté coteau (degré d'altération : 4 = côté coteau, 2 = côté vallée). Dans les tunnels d'éperon, les reins côté vallée sont un peu plus altérés (4 contre 3,6 côté coteau), et dans les tunnels de méandre, la dissymétrie s'accroît en faveur du côté coteau (2,9 contre 4,2). L'altération est semblable de part et d'autre dans les tunnels de base.

La disproportion énorme que l'on constate dans les tunnels de versant est due sans doute à l'action des eaux intérieures, mais il entre aussi en ligne de compte, pour beaucoup d'entre eux, le caractère urbain du massif traversé (Rouen-Bolbec).

Action des eaux souterraines. Un souterrain se comporte, soit comme un barrage, s'il est perpendiculaire à la direction d'écoulement, maçonné et étanche, soit comme un drain, s'il est parallèle à celle-ci, ou s'il constitue un collecteur transversal par le jeu du vide extérieur au bri-

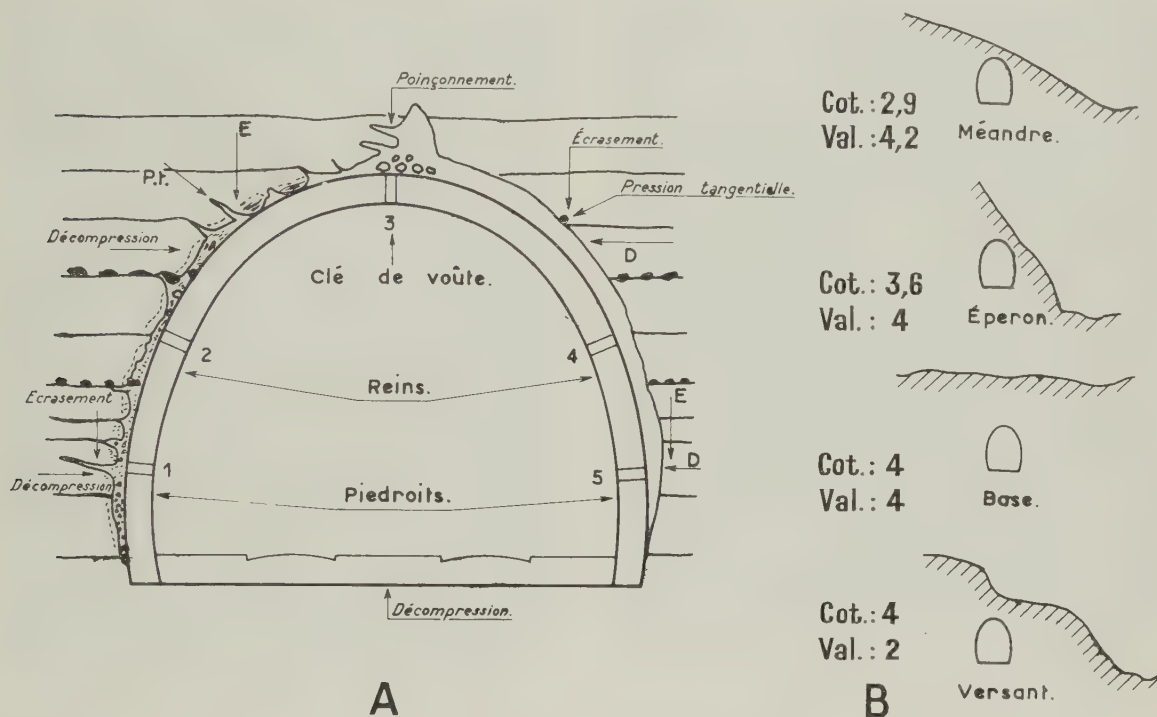


FIG. 3. — Action de la gravité sur les tunnels.

A : Forces s'exerçant sur les parois. — B: Altérations aux reins dans les différents types de tunnels.

quetage, des barbacanes, des tailles directes et de la plate-forme non étanche.

A l'état statique, l'eau peut constituer un facteur de stabilité pour les roches poreuses et notamment pour la craie, où un taux de rétention de 27 % est normal.

A l'état dynamique, elle devient un facteur d'érosion d'autant plus actif que le massif de recouvrement est plus perméable ou fissuré, et plus ou moins élevé. Lorsque les craies comportent à leur sommet un manteau régulateur de l'infiltration, limons ou argile à silex non saturé, l'écoulement s'effectue suivant un régime bien régulier et l'érosion interne, bien qu'inévi-

table, est progressive et mesurée. Il n'en est pas de même si le recouvrement est formé de sédiments très absorbants ou si la couverture régulatrice est insuffisante. C'est le cas de certaines craies cénomaniennes où la vitesse d'infiltration est élevée. Dans le souterrain de La Motte, dont le recouvrement atteint 50 m, l'influence des fortes précipitations se fait sentir après 4 ou 5 heures sur le débit des caniveaux d'évacuation.

La fissuration. Il est exceptionnel de traverser des massifs crayeux non fissurés, encore que l'on n'ait pas constaté d'influence des conditions tectoniques sur le comportement des craies, même dans le cas du Grand-Pissy-Poville, où la

présence d'une double faille est très probable dans la craie santonnienne recouverte par 20 m d'argile et de bief à silex. Ce grand souterrain, exceptionnellement sec pour un tunnel de base, est resté dans un état de conservation parfaite.

La fissuration fait partie du processus de l'érosion ; généralement mieux développée sous la zone d'altération superficielle de la craie, elle peut amener à des profondeurs importantes des venues d'argile à silex, de sables éocènes entraînés

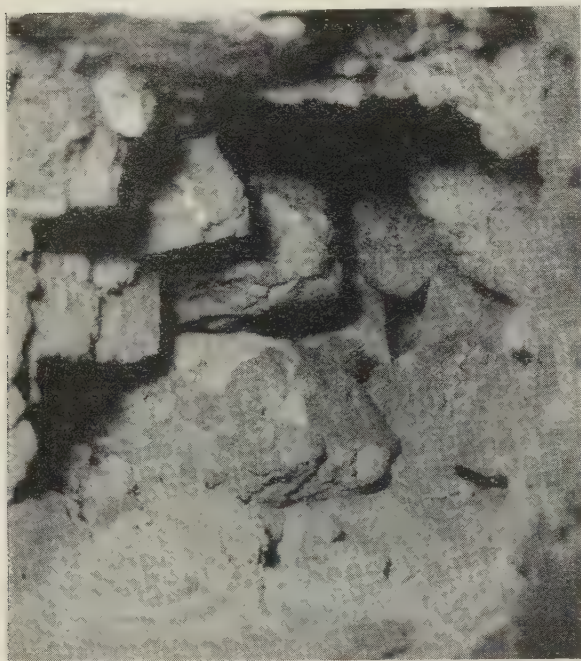


FIG. 4. — Vue d'un sondage avec éboulement de blocs de craie au tunnel de Tourville.

dans les poches de dissolution, de sables de désagrégation magnésiens. Au droit du puits 5 de Rolleboise, de tels remplissages ont été rencontrés à 72 m de la surface ; les fissures comblées d'argile sont fréquentes dans la partie centrale du Grand-Pissy-Poville à 50 m du sol. Ce sont des manifestations banales de l'évolution karstique à laquelle le percement des souterrains ajoute un facteur tantôt accélérateur (tunnels de base et de versant), tantôt empêchant (tunnels d'éperon et certains tunnels de méandre).

Cas des souterrains urbains. Dans ces ouvrages, le régime hydrogéologique est parfois faussé par l'intervention de l'homme. La mise en canalisation d'un ruisseau franchissant le souterrain du Roule, au centre du village de Villers-sur-le-Roule, a asséché une section très aquifère du sou-

terrain, où par contre, une mare temporaire détermine encore des venues d'eau intermittentes. Dans d'autres ouvrages, ce sont, soit une mare municipale creusée à l'aplomb de l'ouvrage qui provoque des intrusions d'un caractère aberrant, soit la mauvaise évacuation des eaux pluviales et les fuites d'une borne fontaine qui déterminent des zones mouillées dans un souterrain qui devrait normalement être sec, car il passe au-dessus du plan d'eau général. A Rouen, les trois tunnels essentiellement urbains reçoivent, en plus de l'écoulement du versant de Bihorel et du Champ des Oiseaux, des eaux infiltrées à la verticale provenant de l'arrosage estival des jardins, des fuites aux canalisations, des fosses et puisards.

Les concrétions. La formation de concrétions est un phénomène curieux et très exceptionnel, constaté dans deux grands souterrains seulement : à La Motte, où il est généralisé, et à Sommary, où il ne se présente que sur une longueur de 100 m dans la partie centrale.

Ces dépôts affectent la forme de cannelures atteignant le niveau des naissances de la voûte, mais pouvant gagner les reins de celle-ci ; ils s'amorcent dans les barbacanes actives et leur épaisseur croît vers la base. De couleur noirâtre, larges de 15 à 20 cm et épaisses de 7 à 8 cm en moyenne dans le tunnel de La Motte, ces concrétions sont constituées par des cristaux ténus de calcite extrêmement serrés et très durs, zonés verticalement par des lits très minces de poussières charbonneuses et de suies intimement liées à la masse cristalline.

La vitesse de leur formation est surprenante. Dans ce souterrain achevé en 1855, le dépôt atteint 80 mm en 102 ans, soit 0,8 mm par an. Elle s'explique par la nature des craies sableuses et par leur caractère aquifère (débit normal du souterrain : 27 à 30 m³/heure) ; par la vitesse de percolation des eaux pluviales, dans une région de climat maritime, très ventée et à pluviosité élevée, où les eaux infiltrées sont enrichies en gaz dissous. Le phénomène est remarquable par son ampleur : il se produit aussi bien dans les parties du tunnel restées en taille directe que derrière les sections maçonnées. Dans celle-ci, en outre, des placages de calcite, blanchâtre et très pure, car soustraite aux fumées, forment un glçage imperméable interposé entre le rouleau extérieur de briques et la roche, et qui contribue à relever le plan d'eau, car lorsqu'on le perce, il en sort un jet doué d'une pression non négligeable.

De tels placages, de caractère ancien et peut-être même subfossile, ont été rencontrés dans d'autres souterrains, secs ou humides, mais ils y sont toujours peu communs (Beauvoisine).

Action du gel. Parmi les agents physiques temporaires d'érosion prend place l'action du gel qui s'exerce sur les parties des souterrains restées à nu, telles que les niches de refuge. Dans les grands ouvrages, le gel fait sentir son action près des entrées, et surtout du côté des vents dominants, mais il peut s'exercer aussi au voisinage des puits conservés comme cheminées d'évacuation des fumées (Grand-Pissy-Poville). A Rolleboise, son action est plus sensible au Nord qu'au Sud ; ce



FIG. 5. — Niche dans le tunnel de Rolleboise ; plaquettes superficielles de craie décollées par le gel.

sont d'ailleurs les souterrains normands orientés SE-NW qui y sont le plus exposés : Rolleboise et Netreville.

Dans les souterrains courts, le gel se fait sentir sur l'ensemble des parois (Petit-Pissy-Poville, Orival, Pavilly), ceux-ci étant percés dans des massifs peu élevés. le gel s'exerce encore sous une autre forme : la création de stalactites de glace pendant aux reins et en clé de voûte, même dans des ouvrages entièrement appareillés, tels que Conches et Pavilly, où de longues aiguilles de plus de 50 cm apparurent au cours des grands froids de février 1956. Dans de tels cas, l'action du gel sur le briquetage mouillé et sur les liants s'ajoute à celle qu'il exerce sur la roche, où l'on constate des desquamations gagnant une certaine profon-

deur et représentant un volume notable au cours d'un hiver.

Les vibrations. Les vibrations intérieures causées par le roulement des convois lourds sont parfois notables ; il semble que certaines craies y soient plus exposées (Santonien). Dans quelques ouvrages où la circulation est intense, leur action détermine des chutes générales des blocages. Elles accélèrent en outre l'évolution et le vidage des cloches et des cavités de la calotte, contribuent à déchausser les blocs et plaques de roche en équilibre instable.

Les vibrations venant de l'extérieur sont exceptionnelles et ne se produisent que dans les ouvrages n'ayant qu'un très mince recouvrement. A Venables, petit tunnel resté dans un très bon état, que franchit la G. C. 135 où circulent de nombreux poids lourds, la seule section quelque peu altérée se présente au point de franchissement.

Actions chimiques. Le rôle des fumées des locomotives sur les craies et revêtements est bien connu. Les fumées sont acides et renferment SO_2 qui en atmosphère humide s'hydroxyde et produit une certaine quantité de SO_4H_2 attaquant les roches et les liants calcaires.

Le noircissement superficiel des craies est la moindre de leurs manifestations. Les dépôts de suie exercent également une action érosive.

Les gaz de fuel-oil jouent sans doute un rôle comparable ; ils provoquent des enduits gras sur les parois, mais leur action sur les craies n'a pu être établie.

Actions biologiques. Elles se réduisent à l'établissement de radicelles, indépendantes ou feu-trées, au ciel de quelques souterrains. Leur présence est normale près des entrées, où le recouvrement peu épais supporte souvent des talus boisés (Mont Riboudet). Mais à une certaine profondeur, leur rencontre est remarquable : 12 m à Netreville, 21 m à Rouen-Beauvoisine.

Leur rôle se borne d'ailleurs à ameublir la roche et à accélérer sa fissuration, mais en raison de son caractère exceptionnel, c'est un facteur négligeable dans l'évolution des souterrains.

CONCLUSIONS. — Si l'ouverture de nouveaux souterrains ferroviaires dans la région ouest est peu probable, celle de tunnels routiers et d'ouvrages souterrains importants est à envisager : le percement récent du tunnel routier du Havre en est une preuve. Les conclusions que nous avons pu tirer d'un contrôle effectué sur 25 ouvrages établis dans les craies de Normandie permettent de déterminer les principaux facteurs d'altération des souterrains et d'en dégager l'importance et les effets. Elles apportent des faits nouveaux

sur le mode d'action des agents d'érosion qui — isolément ou simultanément — en conditionne l'évolution. Elles permettent d'établir un classement des diverses craies d'après leur caractère plus ou moins favorable à l'établissement de ces ouvrages.

Sans doute ne pourrait-on étendre ces conclusions aux souterrains percés dans des formations différentes qu'avec prudence, mais celles-ci restent valables pour de nombreux ouvrages dont la vérification n'a pas été effectuée. En outre, la

méthode de contrôle mise au point à cette occasion est applicable à toute autre série sédimentaire. Les facteurs entrant en jeu dans l'évolution des tunnels percés dans des roches aussi tendres que les craies normandes, interviennent également pour les massifs d'une autre nature lithologique. Ils sont examinés dans la présente étude qui attire l'attention sur le comportement de tous les souterrains en général, et sur ceux d'entre eux établis d'après le principe de construction des tunnels normands en particulier.

Influence des morts-terrains sur l'exploitation des matériaux de construction

par Antoine BONTE ¹.

Sommaire. — L'altération profonde de certains matériaux naturels par les eaux d'infiltration peut conduire à rechercher systématiquement des morts-terrains convenables, malgré les frais supplémentaires qu'ils imposent pour assurer la protection du gisement.

La partie supérieure des gisements de matériaux est souvent altérée profondément : des calcaires de choix sont fragmentés ou souillés par des infiltrations ; des grès passent à des sables ou réciproquement. Cette altération est causée par la percolation des eaux météoriques dans la zone d'aération et dépend, dans une large mesure, de la nature des morts-terrains qui facilitent ou contrarient l'infiltration ; résultat de la diagénèse superficielle, elle est généralement récente et, par conséquent, en relation avec la topographie actuelle.

I. LES PROCESSUS DE LA DIAGÉNÈSE. — En dehors des modifications intimes subies par les éléments même des roches, les processus d'altération se ramènent à deux types essentiels : dissolution et cimentation. La dissolution intervient si les eaux météoriques, après un faible parcours vertical, ont conservé leur agressivité lorsqu'elles atteignent la roche soluble. La cimentation se produit au contraire lorsque ces mêmes eaux, après avoir traversé des sédiments solubles, aboutissent dans une roche perméable où elles abandonnent leur charge.

Pour expliquer le mécanisme de l'altération et la répartition dans l'espace des zones affectées, il a été nécessaire de faire appel à deux notions [Bonte, 1955] : la *chape imperméable* qui s'oppose à l'infiltration et qui protège efficacement le sous-sol ; la *couverture perméable* qui, en ralentissant l'infiltration, accentue l'action des eaux météoriques. Suivant la distribution de ces deux éléments la roche sous-jacente sera intacte ou profondément altérée.

Dans le cas particulier d'une chape imperméable surmontant une couverture perméable,

l'altération s'amorce dès que la chape protectrice est déblayée par l'érosion et elle se manifeste, en plan, sous forme d'auréoles de plus en plus évoluées, centrées sur les témoins de la couche imperméable.

II. INFLUENCE SUR L'EXPLOITATION DES ROCHES CARBONATÉES. — L'altération par dissolution de la craie du Nord de la France, avec formation de poches profondes, est à l'origine de la distinction entre chape imperméable et couverture perméable ; mais le même processus se développe dans toutes les roches carbonatées.

Sous *chape imperméable*, la surface des calcaires est régulière, ce qui facilite le déblaiement à l'aide d'engins mécaniques des formations superficielles sous lesquelles la roche est immédiatement saine. Au contraire, sous *couverture perméable*, la dissolution a fait son œuvre très profondément : les bancs supérieurs sont cariés, en partie dissous et creusés de poches irrégulières remplies de sable ou de limons chargés de tous les résidus de l'attaque : grains de quartz, silex, chailles, cherts, etc. Pour le ballast, les remplissages de poches gênent l'exploitation mécanique, empâtent les blocs et affectent la qualité des matériaux qu'il faut laver. Pour la pierre de taille, les fissures sont élargies irrégulièrement, les blocs sont altérés ou souillés ; même dans les zones apparemment saines, des fissures apparaissent après coup et empêchent la mécanisation de la taille. Le développement des poches est tel que parfois celles-ci se recoupent et la roche calcaire ne forme plus que des pitons épars, désignés par les carriers sous le nom de « bonhommes de craie », de « demoi-

1. Note présentée à la séance du 4 mai 1959.

selles », etc... ; ailleurs la dissolution ne se manifeste que par des boyaux verticaux de sable qui sont alors appelés « bonshommes de sable ».

Les exploitants, sans en connaître la vraie raison, n'ignorent cependant pas l'influence des morts-terrains. Autrefois, lorsque le « petit granite » du Tournaisien supérieur était exploité sur une grande échelle dans le Condroz, les maîtres de carrière considéraient comme néfaste pour la qualité de la pierre une couverture de sable oligocène qui jouait le rôle d'éponge ; tandis qu'un limon argileux, très peu perméable, était au contraire favorable ².

Si la couverture joue un rôle essentiel, la texture de la roche intervient également. C'est ainsi que les calcaires lités, en facilitant la circulation horizontale des eaux d'infiltration, limitent l'extension verticale de l'altération et protègent les couches sous-jacentes. Au contraire, les calcaires massifs, peu ou pas lités mais diaclasés, sont toujours corrodés plus profondément.

Quelques exemples permettent d'illustrer l'influence des morts-terrains et de la texture de la roche.

1) La craie sénonienne du Nord de la France, toujours très homogène, donne lieu à formation de poches importantes lorsqu'elle affleure directement sous les sables landéniens seuls. Au contraire, si elle est séparée de ces sables par l'Argile de Louvil, ou si les sables sont surmontés par l'Argile des Flandres, la surface de la craie est parfaitement plane et la roche est intacte.

2) Les calcaires massifs du Bathonien moyen du Jura sont le lieu d'élection des phénomènes karstiques et, en photographie aérienne, leur zone d'affleurement est criblée de dolines, alors que les calcaires sus- ou sous-jacents, plus lités, en sont dépourvus. Les mêmes calcaires du Bathonien moyen, dans l'Aisne et les Ardennes, renferment fréquemment des poches profondes où sont descendus les sables albiens qui sont à l'origine de la dissolution.

3) Les marbres du Boulonnais et de l'Avesnois connaissent les mêmes altérations. Dans le Boulonnais, lorsque la couverture est constituée par les Sables d'Hidrequant, la roche est profondément altérée, tandis que les Marnes d'Hidrequant, pourtant peu épaisses, constituent une chape protectrice non négligeable ; pour exploiter la bonne pierre, il faudrait rechercher les zones où ces marnes subsistent. Dans l'Avesnois, les sables crétacés ou tertiaires jouent également le rôle de couverture perméable. Là encore, ce sont les assises les plus massives (calcaire à *Productus cora*) qui sont les plus sensibles à la dissolution.

Ces observations relatives aux roches carbo-

natées s'appliquent à toutes les roches solubles, en particulier aux grès calcaireux dont il sera fait état dans le paragraphe suivant.

III. INFLUENCE SUR L'EXPLOITATION DES SABLES ET DES GRÈS. — Formations meubles à l'origine, les sables peuvent rester pulvérulents ou se transformer par cimentation, précoce ou tardive, en grès et en quartzites. Cette cimentation aboutit à la formation de bancs continus lorsqu'elle est en relation avec les nappes souterraines, ou de boules lorsqu'elle résulte de la percolation des eaux météoriques. Ultérieurement grès et quartzites peuvent par dissolution revenir à l'état de sable.

Cimentation et dissolution dépendent de la nature des morts-terrains : *directement* puisque celle-ci conditionne la circulation verticale des eaux d'infiltration ; mais aussi *indirectement* puisqu'elle communique ses caractères particuliers à l'eau de percolation qui, suivant les cas, dissout ou cimente.

Sous *chape imperméable* les sables non consolidés et les grès en bancs sont à l'abri de la diagénèse ; au contraire, sous *couverture perméable*, l'altération peut revêtir de nombreux aspects.

a) Tant que les eaux de percolation ne sont pas saturées, la dissolution est le phénomène dominant : les sables non cimentés sont décalcifiés et il ne faut pas s'étonner de n'y plus trouver de fossile ; les grès calcaireux évoluent en sable.

Douxami [1909] a expliqué ainsi, depuis longtemps, la formation des sables de fonderie de Renwez à partir de calcaires gréseux sinémuriens. Le même processus s'applique aux grès calcaireux du Portlandien supérieur du Boulonnais, sous couverture de sable wealdien. Tant que la dissolution n'est pas complète, il subsiste au sein des sables des îlots gréseux irréguliers.

L'association de la dissolution souterraine et de l'érosion marine engendre des aspects particuliers de boules, d'œufs, de toupies, bien connus le long du rivage boulonnais. La dissolution s'amorce en falaise à la surface des bancs de grès qui présentent des mamelons à leur partie *supérieure*. La présence éventuelle de diaclases, en guidant la dissolution, provoque la formation de boules isolées. Lorsque l'érosion marine agit à son tour, elle déblaye les sables résiduels et donne naissance aux célèbres bancs mamelonnés ou aux chaos de boules [Pruvost, 1923-1924, fig. 4, 5 et pl. I] qui se forment indifféremment à partir des grès d'Audresselles ou de Châtillon (Kimméridgien supérieur) et des grès de la Crêche (Portlan-

2. Renseignement communiqué par P. Fourmarier.

dien inférieur). A l'intérieur du pays, les grès de la Crèche, lorsqu'ils sont recouverts par les marnes du Portlandien moyen, se présentent en bancs continus exploités pour construction.

b) Si les eaux de percolation se sont chargées d'éléments solubles, au cours de leur descente verticale, elles peuvent être amenées à céder leur charge et à réaliser des cimentations. Les sables primitivement pulvérulents pourront ainsi être agglomérés par des carbonates, des sulfates, de la silice, de l'oxyde de fer.

Dans le cas particulier de la diagénèse superficielle, il se forme tout d'abord des îlots séparés, que les eaux de percolation doivent ensuite contourner pour s'écouler vers leur face inférieure où elles abandonnent leur charge. Les îlots primitifs s'accroissent vers le bas en donnant des boules, puis des bancs, dont la face *inférieure* seule est mamelonnée. C'est ainsi que se forment les grès du Landénien continental du Nord de la France et peut-être la plupart des grès du Tertiaire parisien. Le même processus s'applique aux sables wealdiens³.

Dans certains cas, la cimentation peut intervenir après une décalcification préalable. Les fossiles, dont le sable avait gardé l'empreinte en creux, apparaissent alors dans le grès sous forme de moulages externes.

L'exemple des grès calcaireux du Portlandien supérieur du Boulonnais montre la variété des phénomènes mis en jeu successivement. Ces grès, originellement déposés à l'état de sables, ont été cimentés et se présentent en bancs continus dans les zones où ils sont protégés de l'infiltration directe. Soumis à la dissolution, sous couverture de sable wealdien, ils se transforment en sables décalcifiés, au sein desquels subsistent des îlots déchiquetés en cours d'attaque. Enfin, au dernier stade, ils sont à nouveau cimentés *per descensum* par des solutions ferrugineuses, donnant même naissance localement à des minerais de fer autrefois exploités.

Modes de gisement. Les processus invoqués pour la formation et pour l'altération des grès permettent de préciser les conditions de gisement des grès et des sables.

Les grès *en bancs* sont généralement continus sous chape imperméable ; mais en surface ou sous couverture perméable, ils passent à des bancs mamelonnés qui évoluent progressivement en boules dissymétriques à surface supérieure arrondie.

Au contraire, les grès *en boules* à surface inférieure mamelonnée résultent d'une cimentation récente. On ne les trouve qu'en bordure des massifs sableux (Wealdien, Tertiaire) où ils constituent des auréoles autour des buttes argileuses qui protègent les sables. On ne les a jamais signalés, semble-t-il, lorsque les sables dont ils dérivent sont protégés par une épaisse chape argileuse ; mais on les trouve fréquemment remaniés à la base des limons, en contrebas de l'affleurement des sables.

Quant aux sables, s'ils sont demeurés pulvérulents, une chape imperméable les protégera contre une cimentation irrégulière ; tandis qu'une couverture perméable favorisera, suivant les cas, la désagrégation d'amas préalablement consolidés ou la cimentation sous forme de boules.

Lorsque les sables sont discordants sur des couches variées, il faut considérer en outre la réaction du substratum. La dissolution n'intervient qu'à l'aplomb des couches calcaires sur lesquelles les sables sont disposés en poches et l'on recherchera le gisement non perturbé au-dessus des formations moins solubles : grès, schistes, etc.

L'altération qui donne naissance aux gîtes en poche n'est pas toujours un inconvénient et peut parfois être recherchée. C'est le cas des poches de sable assez grandes pour être exploitées, et qui constituent une ressource importante dans les régions où la couverture originelle a été complètement déblayée. C'est le cas aussi des gîtes qui résultent de la concentration de minéraux diffus dans la roche dissoute : bauxites, phosphates en grains, phosphorites, limonites, manganeuse...

CONCLUSION. — Dans la prospection des matériaux, il ne suffit pas de constater la présence de la roche recherchée, directement ou par sondage, il faut aussi se rendre compte de son état de conservation. Et si, en général, on évite une trop grande épaisseur de morts-terrains, qui grèvent l'exploitation, il faut surtout envisager la nature de ces morts-terrains. Il est des cas où une protection efficace doit être systématiquement recherchée pour garantir la qualité du matériau, faciliter son exploitation et finalement aboutir à un meilleur rendement.

3. Ces grès d'âges variés, patinés et oxydés en surface, forment probablement l'essentiel de la formation dénommée « Caillou de Stonne ».

Ouvrages cités.

- BONTE A. (1955). — Sur quelques aspects de la dissolution des calcaires. *86^e Congr. Soc. sav.*, p. 109-116, 1 fig.
- DOUXAMI H. (1909). — Sur l'altération des calcaires sinémuriens des environs de Renwez (Ardennes). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XXXVIII, p. 86.
- PRUVOST P. (1923-1924). — Observations sur la structure du cap Gris-Nez. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XXVIII, n^o 156, 72 p., 18 fig., 4 pl.
-

Gîtes de barytine des Corbières (Aude)

par André OVTRACHT ¹.

Sommaire. — Il est possible de définir une « province barytique » dans le massif primaire de Mouthoumet (Aude). Elle se caractérise par la densité des indices et gîtes de barytine presque pure, toujours situés dans le Dévonien et légèrement postérieurs, semble-t-il, aux autres types de gîtes du massif. Certains dépôts de barytine sont exploités ou susceptibles de l'être, mais les recherches ont été effectuées au hasard jusqu'à ces derniers temps.

La minéralisation des Corbières, peu importante, présente néanmoins quelques particularités intéressantes et notamment une « province barytique » qui s'étend d'Auriac à l'W jusqu'à la montagne de Tauch à l'E. Nous en donnerons rapidement les grandes caractéristiques stratigraphiques et tectoniques avant de décrire les principaux gîtes actuellement connus et de justifier la définition de cet ensemble.

CARACTÉRISTIQUES STRATIGRAPHIQUES ET TECTONIQUES DE LA PROVINCE « BARYTIQUE ». — Dans la région étudiée, on rencontre essentiellement du Gothlandien, du Dévonien et du Carbonifère inférieur, les autres terrains ne nous intéressant pas ici. Le Gothlandien est représenté par des schistes noirs « carburés », de granulométrie très fine, et souvent assez riches en pyrite ou en gypse. Vers le sommet, ils sont plus carbonatés et peuvent soit devenir franchement marneux, soit présenter des lentilles et de petits bancs calcaires. Au-dessus, le Dévonien débute fréquemment par des calcaires dolomitiques plus ou moins bréchiques, puis se continue par une série de 200 m à 300 m d'épaisseur de calcaires dolomitiques massifs gris, contenant quelques très rares fossiles, et ayant parfois vers leur base des niveaux marneux noirs et très localement de petites lentilles ligniteuses. Le Dévonien supérieur, bien connu dans les zones orientales et occidentales du Mouthoumet, est absent dans la région centrale qui nous intéresse. Le Carbonifère repose donc directement sur tous les terrains sous-jacents et en particulier sur le Dévonien moyen. Il comprend ici une série schisto-gréseuse de type flysch, de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, très riches en lentilles congloméra-

tiques vers leur base. Les couches les plus inférieures, à lydiennes, n'existent généralement plus, mais cette formation se retrouve en abondance dans les éléments remaniés de la base du Carbonifère, et a dû se déposer ici comme partout ailleurs dans le massif.

Au point de vue tectonique, cette zone centrale du Mouthoumet est relativement simple. Elle fait transition entre la partie occidentale, caractérisée principalement par des plis à rayon de courbure assez grand, et la partie orientale où dominant les accidents de type déversé et charrié. Entre ces deux régions à styles si différents on observe une zone à tectonique cassante qui détermine une série de compartiments en marches d'escalier, se relevant vers l'E. On peut y distinguer quelques failles principales, de direction SW-NE et, dans la partie orientale du secteur étudié, le début de l'accident complexe Maisons-Quintillan. Les grandes fractures, non minéralisées, débute par celle d'Auriac à l'W ; elles se répètent ensuite, parallèles entre elles et à quelques kilomètres l'une de l'autre, jusqu'à la montagne de Tauch. De ces grandes failles partent des accidents mineurs, soit failles simples, soit zones mylonitiques locales ayant souvent une direction presque E-W. La minéralisation, et en particulier celle qui nous intéresse, s'est déposée dans sa quasi totalité dans ces accidents locaux, parfois très rapprochés. Tous ces accidents majeurs et mineurs semblent être hercyniens et ils n'ont que peu joué au Secondaire et au Tertiaire. A Auriac néanmoins, l'un des filons de l'Hermita vient jusqu'au contact du Keuper.

1. Note présentée à la séance du 4 mai 1959.

D'après ce qui précède nous voyons que la tectonique joue un grand rôle dans la localisation des gisements. Celui de la stratigraphie n'est pas moins important car tous les gîtes exploitables, sans exception, sont situés dans le Dévonien moyen calcaréo-dolomitique (sauf celui de Montauch, Palairac). Nous allons d'ailleurs décrire

les secteurs les plus importants, ceux d'Auriac et de Montgaillard, tous les autres gisements étant comparables.

GÎTES DE BARYTINE. — Sur la commune d'Auriac on trouve de très nombreux indices de barytine. Ce sont généralement des filonnets situés

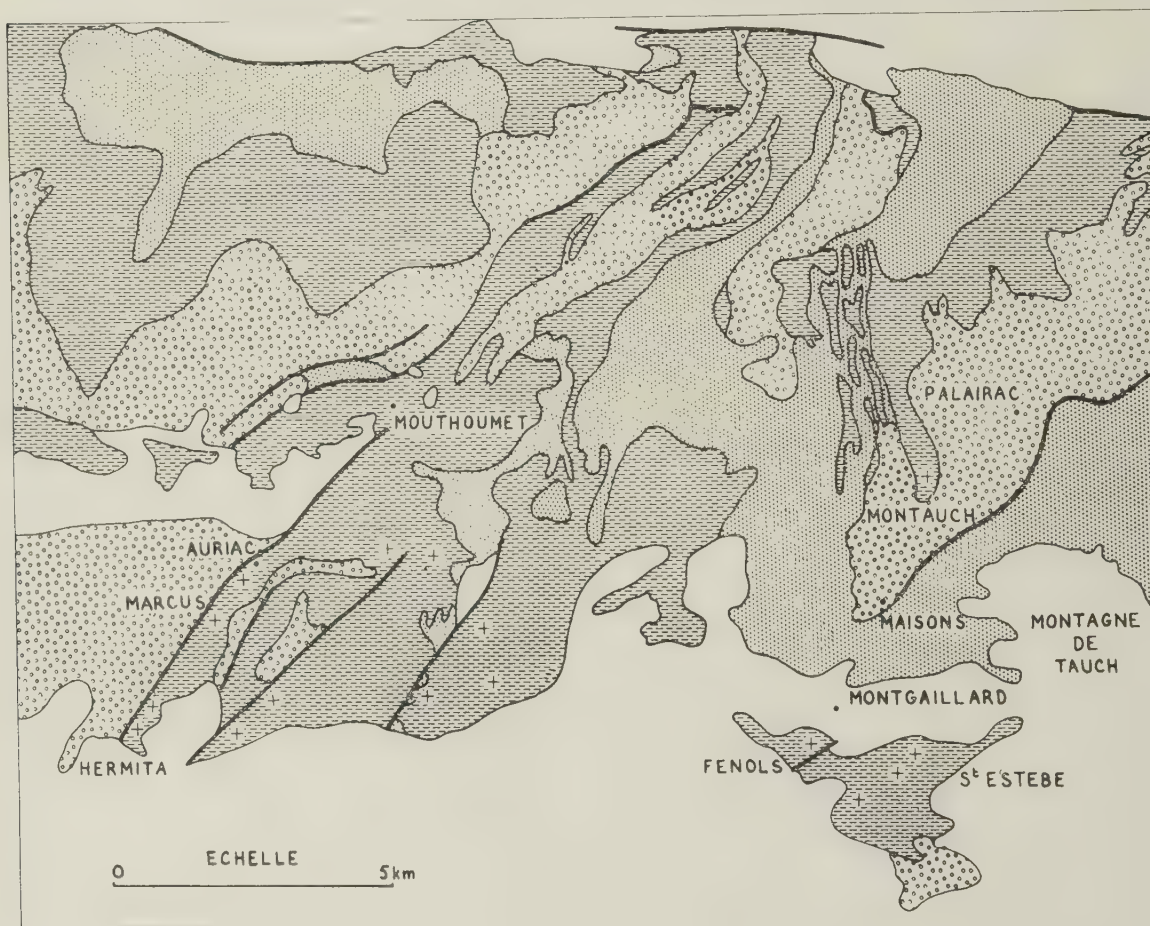


FIG. 1. Schéma géologique des Corbières paléozoïques centrales.

Les terrains anté-dévonien sont indiqués par des pointillés, le Dévonien par des tirets et le Carbonifère par des petits ronds ; le recouvrement secondaire et tertiaire a été laissé en blanc. Les croix montrent la situation des principaux gîtes de barytine.

dans des failles ou en bordure de zones broyées et des amas d'imprégnation et substitution dans lesquels la barytine cimente certaines zones mylonitiques du Dévonien. Les filons principaux se suivent sur des centaines de mètres, avec des puissances allant de quelques centimètres à quelques mètres. Aux épontes, on trouve des argiles grises, verdâtres ou noires, contenant de petits cristaux de pyrite et chalcoppyrite (à Mar-

cus, c'est-à-dire à Auriac même, ces cristaux sont souvent lamellaires et étirés suivant le sens des stries de friction du filon ; ils se sont donc vraisemblablement formés sous tension). L'histoire du dépôt, assez complexe, paraît être la plus complète à Marcus : la barytine, assez riche en galène, se dépose en corrodant et remplaçant partiellement la brèche calcaire ; après une autre phase de broyage se dépose de la barytine pratiquement

pure ; le cycle recommence avec broyage et dépôt de barytine accompagnée de calcite, chalcoppyrite et cuivre gris (à l'analyse chimique on a aussi signalé du sulfate de calcium dans la barytine massive) ; un dernier broyage laisse de la barytine pulvérulente, lorsqu'il n'y a pas cimentation par une venue siliceuse postérieure. On trouve aussi covellite, chalcocite, azurite, malachite et limonite, gardant parfois les formes des sulfures originels et donc nettement supergènes. A l'Hermita (2 km au S de Marcus) on ne connaît plus de grandes zones mylonitiques et les filons présentent une minéralisation plus homogène et moins tourmentée, avec absence de la première phase à galène et apparition de bournonite à côté des cuivres gris. Plus au S encore, les filons se chargent superficiellement en quartz et montrent des cristaux de barytine jaune ocre dont la coloration est due à la décomposition de minuscules cristaux de pyrite. Les gîtes en amas de la commune d'Auriac sont surtout fréquents à Marcus : la barytine, pauvre en sulfures, cimente la brèche dolomitique et parfois la remplace entièrement. Les broyages successifs y sont moins nets et les venues siliceuses tardives semblent avoir été arrêtées dans certains cas par l'argile grise et jaune emballant les éléments bréchiques calcaires et les dépôts de barytine. Gîtes en filons et gîtes en amas se retrouvent côte à côte et l'on a tous les termes de passage depuis le filon qui commence à se ramifier dans la mylonite dévonienne jusqu'à l'amas de grandes dimensions. Dans tous les cas d'ailleurs, on peut observer de véritables colonnes minéralisées, très recherchées par les mineurs. Les filons, généralement subverticaux, sont approximativement orientés WSW-ENE.

— Sur la commune de *Montgaillard* aussi, on connaît de nombreux gîtes de barytine et c'est là que se trouvent les plus grandes réserves connues dans les Corbières. L'explication est d'ailleurs très simple car ce sont essentiellement des gîtes en amas avec minéralisation filonienne diffuse entre les amas d'une même zone mylonitique. En effet, il y a là au moins quatre zones broyées minéralisées, dont deux sont décrochées par les accidents SW-NE. Comme à Auriac, on observe plusieurs venues thermales successives, avec phases de broyage intermédiaires. Les sulfures sont représentés par de la galène et des cuivres gris aux Fénols, dans le S de la commune, et par cuivres gris, bournonite, chalcoppyrite, pyrite, bornite, chalcocite, covellite à Saint-Estèbe, vers le N. La minéralisation se termine par des venues siliceuses et, fait curieux, dans les passées broyées, les amas de barytine semblent alterner,

surtout à Saint-Estèbe, avec des zones très silicifiées. Là aussi on a trouvé récemment un peu de fluorine tardive, de basse température, formant des encroûtements vert pâle dans quelques diaclases ouvertes des amas barytiques. Par contre, il n'a pas été possible jusqu'à maintenant d'identifier les minéraux de strontium (vraisemblablement célestite), bien connu par l'analyse chimique dans certains amas des Fénols.

Entre *Auriac* et *Montgaillard*, on retrouve de très nombreux indices et gîtes de barytine, en amas et en filons, présentant toujours les mêmes caractères. On peut donc affirmer qu'on a là une petite « province barytique » bien individualisée. En effet, même au Montauch (Palairac), où les gîtes de barytine sont à côté des filons B. P. G. C. et stibine-arsénopyrite ainsi que des amas de fer et manganèse, il y a seulement superposition de la barytine (avec bournonite) à toutes les autres minéralisations qu'elle recoupe ; elle leur est donc postérieure. D'ailleurs il est facile d'établir l'âge des dépôts qui nous intéressent : à Auriac, la barytine recoupe parfois des karsts fossiles à remplissage de lydiennes et conglomérats dinantiens ; elle est donc postdinantienne. A Montgaillard (sur le flanc ouest de la montagne de Tauch) l'un des filons barytiques disparaît sous le recouvrement permo-triasique ; il est donc antépermien. La minéralisation est donc hercynienne.

Ainsi localisée dans le temps, la barytine peut l'être aussi dans l'espace. En effet, il n'y a pas un seul filon tant soit peu important dans les schistes gothlandiens ou antégothlandiens. De même, les très rares filonnets connus dans les schistes dinantiens de l'Hermita ne dépassent pas 2 cm de puissance. Tous les gîtes exploitables se trouvent donc uniquement dans les calcaires dolomitiques du Dévonien inférieur et moyen, le Dévonien supérieur n'étant presque pas connu dans la région et étant peu minéralisé au Montauch.

Pour conclure, on peut remarquer encore qu'il est inutile de faire des recherches poussées partout où il y a des indices de barytine (à titre de curiosité, on peut citer un copeau dévonien avec traces de barytine, situé entre le Keuper et le Lias un peu à l'E de la route Coustouge-Durban et à 2,5 km environ de Coustouge). Les seuls gisements exploitables découverts jusqu'à maintenant se trouvent dans des régions à densité exceptionnelle d'indices et à affleurements importants. Par contre, dans les zones intéressantes il faut tout explorer car un petit indice peut chapeauter un amas important (le cas s'est déjà produit à Marcus).

Contribution à l'étude du minerai de fer de May-sur-Orne (Calvados)

par Georges COURTY ¹.

Sommaire. — La couche principale de May-sur-Orne comprend dans l'ordre stratigraphique : 1) un *niveau préliminaire* formé de sidérose en mosaïque où de rares oolithes de chlorite sont corrodées par le carbonate ; 2) le *minerai hématite* constitué d'oolithes d'oligiste séparées par de grandes plages de sidérose, corrodant encore les oolithes ; 3) le *minerai taché* formé par l'enchevêtrement de différents faciès de minerai.

Après la description des phénomènes, on a cherché à les interpréter. On peut déterminer en fonction des paramètres physico-chimiques *Eh* et *pH* les domaines de stabilité des minéraux du fer. Les données de la sédimentologie, en précisant les milieux correspondant à ces domaines, permettent de reconstituer les conditions géologiques de formation des associations minéralogiques rencontrées.

Parmi les synclinaux paléozoïques affleurant dans la région de Caen, le plus septentrional est celui de May-sur-Orne. Un travers-banc à la profondeur de 450 m recoupe, depuis une date récente, la couche principale aux deux flancs du pli. Les échantillons de la couche aux deux intersections du travers-banc avec elle sont semblables. On rencontre, d'un côté comme de l'autre, les deux formations essentielles qui constituent la couche : une subdivision inférieure dite « *minerai hématite* » assez uniformément rougeâtre, et une subdivision supérieure, le « *minerai taché* », ainsi nommé à cause de taches grises de dimension

centimétrique, se détachant sur un fond rougeâtre ou brunâtre. Ces deux formations peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Au-dessous de la première on trouve généralement un niveau préliminaire de quelques décimètres formant la base de la couche ferrière.

Un sondage profond dans l'axe du synclinal a révélé d'autre part un niveau de minerai taché sous-jacent au minerai hématite. On peut donc penser que le niveau préliminaire du travers-banc serait l'équivalent latéral de cet épisode premier de minerai taché.

Description du minerai.

NIVEAU PRÉLIMINAIRE. — Il se présente sous forme d'une zone de minerai noirâtre au-dessous du minerai hématite. Souvent la surface qui limite les deux formations est irrégulièrement curviligne ; souvent aussi elle présente des indentations dirigées vers le bas, comme si des paquets d'oolithes oxydées du minerai hématite venaient raviner la formation de base. On verra que cette interprétation est vraisemblable d'après le mode de formation que nous envisagerons pour le minerai hématite.

A l'examen microscopique, ce matériau se distingue par la rareté des oolithes et est constitué essentiellement de sidérose massive, formant une

mosaïque où de fins cristaux innombrables s'engrènent les uns avec les autres comme les grains d'un quartzite. De la chlorite y apparaît en plages nombreuses, mais joue néanmoins un rôle moins important que le carbonate. Outre des minéraux détritiques, quartz abondant et rutilaire rare, il faut signaler de la pyrite en grains très petits mais fréquents, et de l'oligiste en petites plages dispersées.

En certains points des préparations, on voit des plages de collophanite, dans lesquelles se détachent des quartz, de minuscules ponctuations

1. Note présentée à la séance du 4 mai 1959.

de chlorite et des cristaux de sidérose plus petits que ceux de la sidérose massive. Les inclusions de pyrite y sont fréquentes et l'on observe aussi du rutile et quelques paillettes d'oligiste. On note la présence éventuelle de traces de chalcopyrite et de blende dans cette collophanite, et celle de lamelles de graphite que l'on retrouve également dans la mosaïque de sidérose.

Quelques oolithes de chlorite, assez rares, groupées en paquets, apparaissent dans cette sidérose. Elles sont parfois oxydées en hématite dans leur zone externe. Certaines sont déchiquetées sur une partie ou sur la totalité de leur bordure. Au voisinage de ces parties déchiquetées, on trouve des débris de chlorite dans la sidérose. Souvent ils s'alignent pour constituer une sorte d'auréole plus ou moins discontinue autour de l'oolithe. Ces débris semblent bien des résidus de l'oolithe chloriteuse. D'autres oolithes sont seulement entaillées ; d'autres presque totalement détruites. Ailleurs de la sidérose remplace en tout ou en partie les croûtes concentriques de la structure des oolithes (Texte-pl. I, fig. 1 et 2). Cette sidérose de remplacement est différente de la sidérose en mosaïque du ciment, car elle donne de la lumière diffuse rouge par réflexion, étant légèrement oxydée. Elle est aussi de texture plus fine que la mosaïque.

A la limite avec le « minéral hématite », la mosaïque de sidérose renferme des oolithes d'oligiste. Elles sont parfois cernées partiellement de pyrite à leur périphérie.

MINÉRAI HÉMATITE. — On le nomme ainsi, bien qu'il soit partiellement carbonaté, parce que sa tonalité brun rougeâtre rappelle au mineur certaines hématites compactes d'autres gisements. La sidérose de ce minéral est colorée par la multitude des micro-inclusions oxydées qu'elle renferme. De plus la grande majorité des oolithes est en hématite. Celles-ci sont très fines, de l'ordre du demi-millimètre.

Les noyaux sont des grains de quartz pour l'immense majorité. Une pellicule de sidérose entoure assez souvent ces noyaux. Plus rarement un réseau finement enchevêtré de veinules carbonatées les traverse en tous sens (Texte-pl. II, fig. 2). Exceptionnellement ils peuvent être de sidérose ou d'oligiste.

Les enveloppes oolithiques sont constituées essentiellement d'oligiste distribué en fines écailles concentriques (Texte-pl. I, fig. 3).

Le ciment est de sidérose qui se présente en grandes plages cristallines atteignant parfois des dimensions supérieures à celles des oolithes, à la différence de la mosaïque de la formation précé-

dente. Elle est parfois onduleuse (extinctions roulantes) ou même fibreuse. Ce milieu carbonaté contraste vivement avec l'état oxydé des oolithes.

La sidérose renferme de nombreux quartz. Ils sont quelquefois pourvus d'une mince enveloppe d'oligiste, éventuellement sur une partie de leur bordure, et suggèrent alors des oolithes embryonnaires ou avortées. Ce ciment est parsemé d'innombrables ponctuations très fines de chlorite plus ou moins oxydée ; il renferme de nombreuses occurrences de pyrite d'une grande finesse et quelques-unes d'oligiste.

Répartition des oolithes dans le ciment. Le ciment a généralement une assez grande importance quantitative, mais présente certaines variations. En certains points, les oolithes sont plus éloignées les unes des autres, et sont souvent incomplètes ou tronquées dans ce cas. Ailleurs au contraire il est restreint et l'on peut remarquer des paquets d'oolithes qui se tangentent, ou forment même des plages coalescentes assez étendues.

Actions mécaniques. Indépendamment d'actions chimiques, les oolithes ont été affectées par des actions mécaniques de divers genres. Certaines semblent pénécouter contemporaines de la formation même des oolithes.

Principalement vers la base du minéral hématite, de nombreuses oolithes aplaties en ellipses effilées se groupent suivant certains micro-lits de la stratification. Ces ellipses ont des extrémités aiguës et montrent parfois des ondulations répétées selon la direction de leur grand axe par une sorte de chiffonnement. Le quartz a résisté à la déformation, de sorte que l'enveloppe a pu subir un décollement par rapport au noyau de l'oolithe, ou même en a été extrait. Certaines oolithes aplaties prennent une forme arquée par une courbure d'ensemble. D'autres ont été impressionnées et présentent dans leur enveloppe une cupule concave, probablement due au moulage de la partie convexe d'une autre oolithe maintenant absente.

Indépendamment de ces déformations d'oolithes relativement molles, d'autres, beaucoup plus nombreuses, dénotent un état plus ou moins rigide. Il arrive souvent qu'une enveloppe ait perdu une partie de son épaisseur par une sorte d'écaillage, sur un secteur plus ou moins étendu de l'ellipse (Texte-pl. I, fig. 3 et 4). La portion écaillée peut rester attachée au reste de l'enveloppe ; elle peut aussi s'en être séparée et former un débris isolé. Cette destruction mécanique des enveloppes présente autant de fréquence que d'intensité. Certaines oolithes sont largement entaillées par un sinus pouvant pénétrer jusqu'au

noyau. D'autres ne possèdent plus que la moitié de leur enveloppe, que la rupture se soit produite selon le grand axe ou selon le petit axe de l'ellipse. D'autres sont tronquées aux extrémités. Les ruptures suivent une ligne brisée ou une ligne droite, ce qui accuse le caractère rigide des oolithes qui les ont subies.

Un autre phénomène est la constitution d'agréats de corps oolithiques où quelques-uns se compénètrent, tandis que d'autres se tangentent, ou se réunissent simplement par des sortes de filets. On retrouve des aspects analogues aux « chapelets » décrits par A. Bonte [1941]. Les liens inter-oolithiques sont dus, selon lui, à des liaisons contractées entre enveloppes, liaisons qui ont pu s'étirer ultérieurement en raison de leur plasticité. Cependant les agrégats observés à May ne présentent pas en général l'intensité et la régularité des sinuosités répétées décrites par Bonte. A mentionner aussi que les liaisons inter-oolithiques de May résultent souvent de portions d'enveloppes qui ont subi l'écaillage en restant attachées par leur extrémité au corps oolithique original.

Corrosion par le ciment. De nombreuses oolithes ont des limites irrégulières, leur bordure étant pourvue d'indentations qui dessinent des « marches d'escalier » et prennent parfois des formes rhomboédriques. La cristallisation de la sidérose du ciment a empiété sur la bordure elliptique normale de l'oolithe. On remarque aussi des invaginations par lesquelles le ciment pénètre profondément dans le corps oolithique (Texte-pl. I, fig. 3). Certaines oolithes ont une partie de leur enveloppe réduite à une série de ponctuations dans le ciment ; leur bordure est comme « effacée » (Texte-pl. I, fig. 3 et 4). Il y a même des oolithes dont le centre a disparu, quelques plages périphériques indiquant la forme primitive du corpuscule (Texte-pl. II, fig. 4).

Tout ceci atteste une corrosion des oolithes d'hématite par le ciment. D'autre part, des oolithes, assez rares, sont presque entièrement métasomatées en sidérose. Celle-ci, ponctuée de très fines paillettes d'oligiste et donnant des diffusions de lumière rouge en section polie, a le même aspect que la sidérose ayant corrodé certaines parties d'oolithes (Texte-pl. II, fig. 2).

MINÉRAI TACHÉ. — Le minéral taché se caractérise par son absence d'homogénéité. On pourrait dire qu'il est constitué par la juxtaposition de faciès de différents minerais.

Tout d'abord, on observe souvent des zones formées de chlorite oxydée (c'est-à-dire intimement mêlée d'hématite cryptocristalline) et d'oligiste, les deux minéraux étant finement enche-

vêtrés. Dans ce fond se détachent de nombreux grain de quartz et quelques grains de sidérose. Il n'y a pas d'oolithes. Des traînées brillantes sur les sections polies dénotent une concentration locale d'oligiste plus importante.

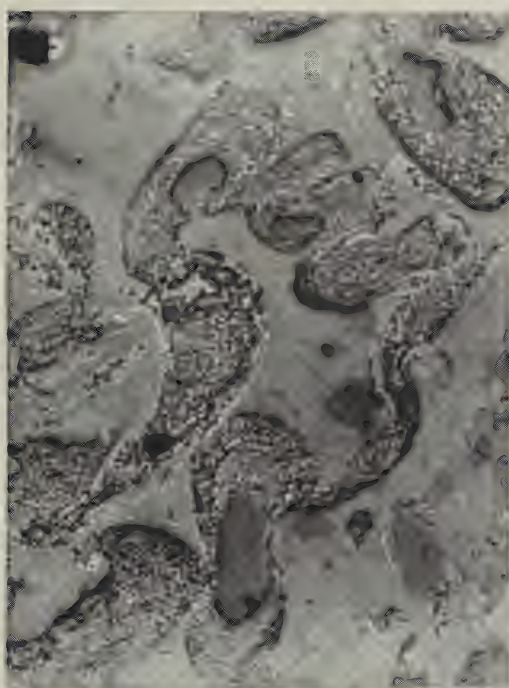
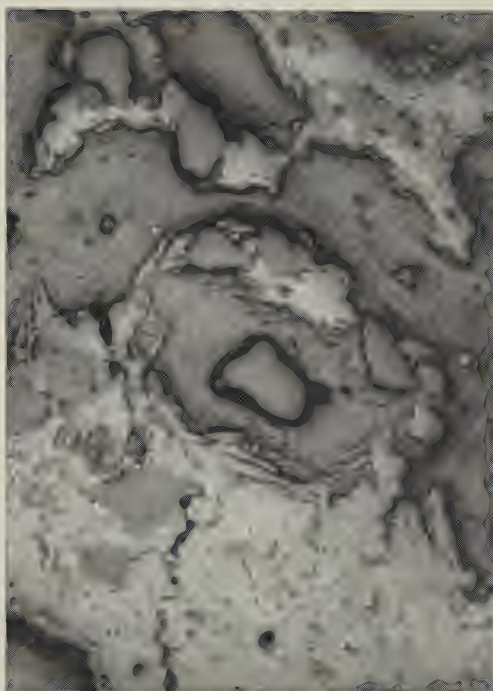
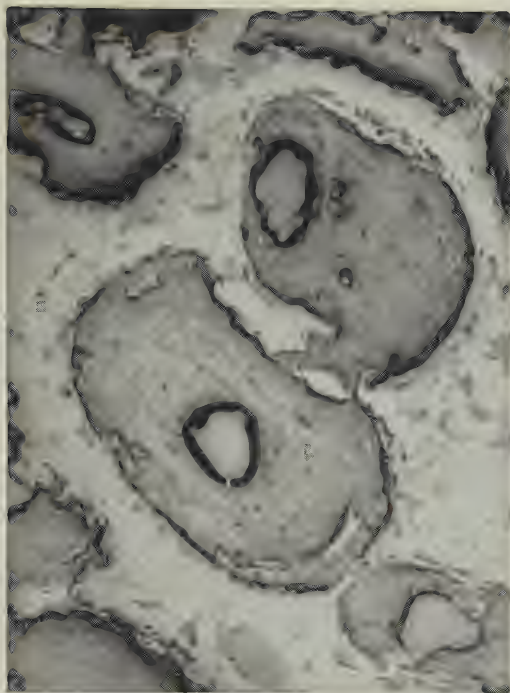
Un autre type correspond à des zones noirâtres, également sans oolithes. On y voit des cristaux de sidérose seule, ou bien ces mêmes cristaux idiomorphes, séparés par un fond de chlorite plus ou moins oxydée (Texte-pl. II, fig. 4). Les deux minéraux présentent une importance variable l'un vis-à-vis de l'autre.

Vers le sommet de la couche, le faciès formé de chlorite oxydée et d'oligiste disparaît. Les grains de quartz sont beaucoup plus nombreux. Ils sont enrobés dans des plages de chlorite très peu oxydée. Des oolithes peuvent apparaître, mais très espacées.

TEXTE-PLANCHE I.

- 1 : Section polie de minéral du « niveau préliminaire ». Oolithes de chlorite à noyau quartzeux. Le ciment est de sidérose renfermant un peu de quartz, de chlorite et de pyrite. Les oolithes sont déchiquetées et entaillées sur leur bord. Les enveloppes sont pourvues d'une auréole formée de ponctuations de chlorite, qui sont des débris du corps oolithique attaqué par la sidérose. A l'intérieur des enveloppes, la sidérose peut remplacer par endroits de la chlorite.
- 2 : Niveau préliminaire. Caractères analogues, mais les enveloppes de chlorite sont pourvues de liaisons interoolithiques. Si les enveloppes sont entaillées comme dans la figure précédente, les auréoles qui les prolongent à leur périphérie dans le ciment sont plutôt des filets continus de chlorite que des chapelets discontinus de ponctuations. Remarquer la bordure dentelée et déchiquetée de certaines oolithes. Même ciment que dans le cas précédent : sidérose avec un peu de quartz, chlorite, pyrite.
- 3 : Minéral hématite. Ciment de sidérose et oolithes d'oligiste. La structure concentrique des enveloppes est décelée par l'inégalité du polissage de l'oligiste. Des filets d'oligiste dans le ciment, à l'extérieur de l'enveloppe résiduelle, représentent des feuillets externes de l'enveloppe primitive, corrodée par la sidérose. Noter des déformations mécaniques. L'oolithe du bas de la figure au milieu a été écaillée sur sa bordure droite. L'oolithe située à gauche du centre a été en grande partie détruite. Celle qui la tangente en haut montre une limite rectiligne paraissant résulter d'une brisure, tandis que sur son autre bord le ciment pénètre dans une invagination du corps oolithique jusqu'au noyau qu'il remplace partiellement. Le centre droit de la figure montre une sorte de chapelet d'oolithes ; mais, à la différence de ceux décrits par A. Bonte, il n'y a pas de liaisons interoolithiques, mais une certaine configuration d'oolithes et de débris d'oolithes qui se tangentent ou se compénètrent.
- 4 : Minéral hématite. Mêmes caractères. L'oolithe du bas de la figure au milieu, présente des feuillets de l'enveloppe primitive dans le ciment. Même phénomène dans une autre à gauche à mi-hauteur. Entre les deux précédentes une oolithe a été brisée suivant deux droites, au voisinage du petit axe de l'ellipse. Au sommet de la figure, deux grandes auréoles concentriques d'oligiste enferment une oolithe oblitérée. Cette oolithe a été envahie par une sidérose oxydée à pouvoir réflecteur plus élevé que celui de la sidérose normale du ciment.

Toutes les fig. $\times 88$.



TEXTE-PLANCHE I (Voir légende, page 502)

Les types précédents, presque dénués d'oolithes, constituent les « taches » sombres du minéral. Voyons maintenant les types avec oolithes. Il y a des zones où les oolithes sont si rapprochées que le ciment n'apparaît pas, à première vue. Ces oolithes sont de chlorite très fortement hématisée. Dans un autre type, ces oolithes sont séparées par un ciment de chlorite et de sidérose, où les proportions de ces minéraux sont si variables qu'on peut avoir un ciment de chlorite seule ou un ciment de sidérose seule. Dans ce dernier cas, de la collophanite s'insinue parfois entre les plages de sidérose. On aperçoit aussi, de temps en temps, quelques oolithes de phosphate en coexistence avec les oolithes oxydées.

Cette description microscopique doit être complétée par celle des aspects morphologiques que

revêtent les différentes zones du minéral taché. Ces zones constituent souvent de fines bandes, très grossièrement parallèles, s'effilochant en biseaux aigus et alternant les unes avec les autres. De ci de là, ces bandes se renflent, et l'on peut voir fréquemment des enchevêtrements complexes entre zones : on peut y déceler des micro-discordances, des sinuosités répétées qui font penser à de petits plis et même à des nappes en miniature. Souvent une bande enserme une zone elliptique ou circulaire appartenant à un autre faciès. Des structures en « balles » ou « flocons », parfois des dessins spirales apparaissent, à échelle centimétrique ou décimétrique. Ces aspects singuliers se présentent pour n'importe lequel des faciès de minéral décrits ci-dessus.

Interprétation.

Les lois de la chimie physique permettent de déterminer les domaines de stabilité des minéraux en fonction de certaines variables qui sont principalement le pH et le potentiel d'oxydo-réduction Eh .

Knumbein et Garrels [1952] classent les sédiments chimiques d'après des domaines de stabilité répartis dans le plan pH - Eh . En ce qui concerne les minerais de fer, on a, par ordre de potentiels d'oxydo-réduction décroissants, trois domaines correspondant successivement à l'oligiste, à la sidérose et à la pyrite. En gros l'oligiste se forme en milieu oxydant, tandis que la sidérose relève d'un potentiel réducteur et la pyrite de conditions encore plus réductrices. Des déterminations précises montrent que le Eh correspondant à la limite oligiste-sidérose varie de valeurs positives à des valeurs négatives au fur et à mesure que le pH s'élève. De même la limite entre la sidérose et la pyrite n'est pas seulement fonction du Eh mais aussi du pH (fig. 1).

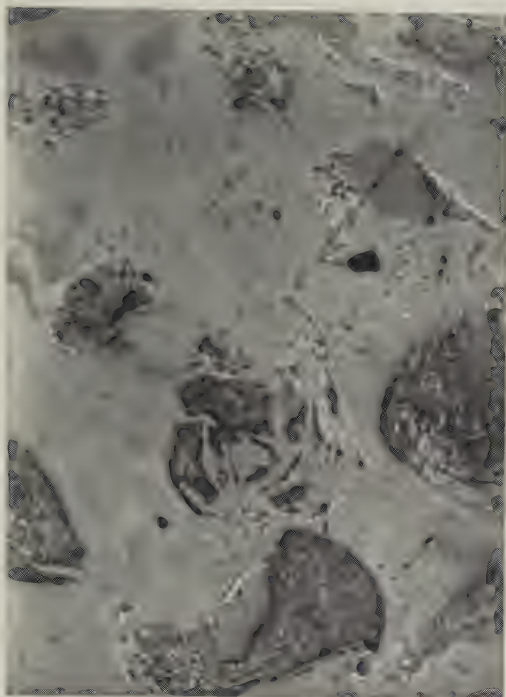
L'étude des associations minéralogiques dans plusieurs gisements de fer américains a montré, à la lumière des notions précédentes, que les conditions favorables au dépôt de ces minerais se situent entre des pH de 7 et 7,8. Ces chiffres correspondent à un milieu marin à tendance lagunaire. A ces valeurs du pH , le dépôt sera oxydé ou carbonaté, suivant la valeur du Eh . Le cas des silicates des minerais de fer est plus complexe ; ils sont en équilibre avec l'oligiste aussi bien qu'avec la sidérose. « Ils sont stables dans des conditions oxydantes à des valeurs du pH légèrement inférieures à celles correspondant à la précipitation optimale de l'hématite » [Krum-

bein et Garrels, 1952]. Teodorovich [1955] considère les leptochlorites comme indiquant une

TEXTE-PLANCHE II.

- 1 : Minéral hématite. Le ciment de sidérose englobe des oolithes très attaquées. L'oolithe de la base de la figure est limitée en bas par une cassure rectiligne. Vers le haut de la figure ce ne sont que fantômes d'oolithes. Vers la droite, l'une possède un noyau, mais le peu d'enveloppe qui lui reste est affecté d'un biseau aigu.
- 2 : Minéral hématite. Le caractère dominant de cette figure est la façon dont les oolithes ont réagi vis-à-vis du ciment. Dans celle du sommet de la figure, au milieu, la sidérose s'est introduite d'une manière quelconque en recoupant le corps oolithique ; le noyau de quartz est traversé en tous sens par de fines veinules de sidérose. Dans l'oolithe située plus à droite, les zones de sidérose sont réparties concentriquement entre les zones d'oligiste. Une métasomatose partielle se voit dans l'oolithe centrale, qui montre, sur une fraction de sa bordure, une couche de sidérose plus brillante que le ciment et par conséquent oxydée. L'oolithe immédiatement à droite de la précédente possède de fins filets de sidérose de remplacement. En bas à l'extrémité gauche, oolithe corrodée : trois filets oxydés concentriques prolongent la structure ancienne dans le ciment. Un peu à droite, au-dessus, une oolithe à brisure rectiligne. En bas à droite, oolithe écaillée à son bord gauche. Noter quelques quartz isolés dans le ciment.
- 3 : Minéral taché. Type de minéral où les oolithes sont séparées par un ciment de chlorite et de sidérose. La forme des oolithes est rendue bizarre par la corrosion due à la sidérose. Les oolithes sont oxydées, mais les paillettes extrêmement fines d'oligiste ont mal pris le polissage, de sorte qu'elles paraissent sombres par rapport à la sidérose du ciment.
- 4 : Minéral taché. On distingue les deux zones du minéral signalées dans le texte : l'une, dépourvue d'oolithes, est formée de l'association de chlorite et de sidérose ; l'autre est formée de sidérose et de phosphate avec un peu de quartz. Elle contient ici des oolithes abondantes d'oligiste avec de la chlorite hématisée (sombres du fait du mauvais poli de l'oligiste pulvérulent). Fig. 1 et 2 $\times 88$. — Fig. 3 et 4 : $\times 44$.

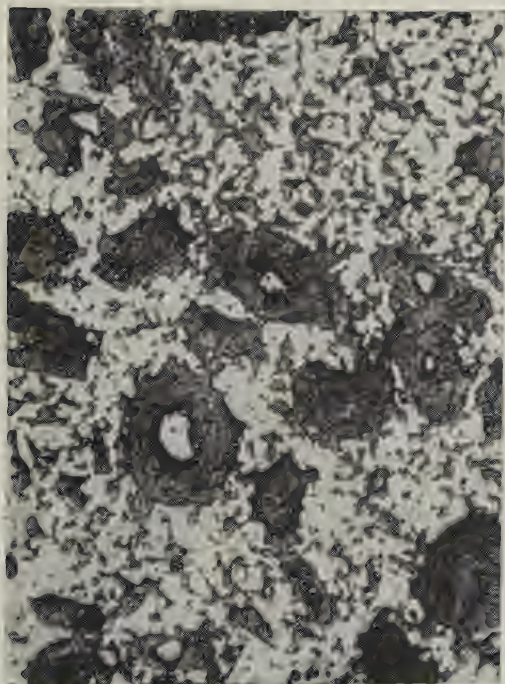
1



2



3



4



TEXTE-PLANCHE II. (Voir légende, page 504)

zone neutre dans l'échelle des potentiels d'oxydo-réduction.

En ce qui concerne les matières organiques, leur présence suppose toujours des conditions réductrices et pratiquement une absence totale d'oxygène [Krumbein et Garrels, 1952 ; Zobell, 1946]. Enfin, les phosphates de calcium sédimentaires, tout comme les calcaires, dépendent sur-

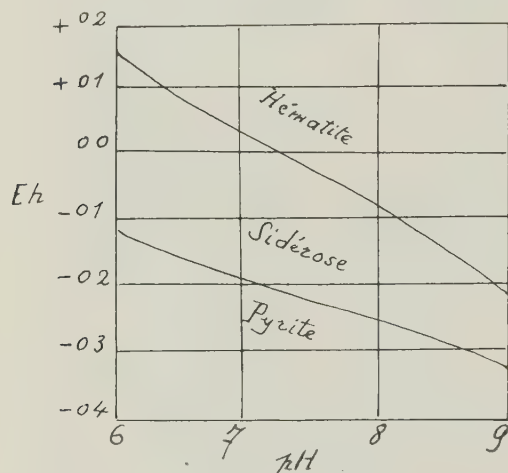


FIG. 1. — Domaines de stabilité de l'hématite, de la sidérose et de la pyrite (d'après W. C. KRUMBEIN et R. M. GARRELS).

tout des conditions relatives au pH qui doit être supérieur à 7. Mais ils paraissent indépendants du potentiel d'oxydo-réduction et on peut les rencontrer dans les trois domaines de stabilité du fer.

CONSIDÉRATIONS GÉOLOGIQUES. — Envisageons les aspects géologiques en corrélation avec les données précédentes.

Le *niveau préliminaire* de la couche de May s'est formé en milieu réducteur, puisque constitué principalement de sidérose. Ce caractère est accentué par la présence de pyrite abondante et de matière organique (graphite). Dans de telles conditions il est possible que la collophanite résulte de la décomposition d'organismes ; mais, comme elle n'est indicatrice que des conditions de pH et peut se développer aussi bien en milieu oxydant, elle pourrait aussi n'être qu'un précipité purement chimique [Krumbein et Garrels, 1952 ; Gilbert, 1955].

Ainsi les conditions réductrices prévalaient dans le milieu de sédimentation du *niveau préliminaire*. Dans l'eau de mer surmontant le sédiment, l'oxygène était absent, de l'hydrogène sulfuré existait et les matières organiques pouvaient subsister. On se trouvait dans un « milieu confiné »

où la surface-limite de la zone réductrice se situait au-dessus de l'interface de dépôt, c'est-à-dire de la surface du sédiment en cours de formation (fig. 2). Autrement dit, on se trouvait dans des eaux stagnantes, non affectées par les courants océaniques, mais contenant des matières organiques.

Dans son étude des formations ferrifères de l'Iron River, dans la partie nord de la péninsule de Michigan, H. L. James [1951] distingue, parmi d'autres, deux faciès constitués, tous deux, de carbonate ferreux : le premier à sidérose et silice, avec 2 % de graphite, de la pyrite et de très faibles quantités de chlorite ; le second à sidérose, magnétite, chlorite et silice, sans matière organique, et considéré comme l'équivalent métamorphique d'une roche à sidérose et chlorite. A quelle raison attribuer la différence entre ces deux formations ? On peut invoquer que la première, par la présence de graphite, exige des conditions fortement réductrices ; mais l'absence de ce minéral dans la seconde n'implique pas nécessairement des conditions moins réductrices, car la matière organique, origine du graphite, a pu faire défaut. Cependant la présence de pyrite dans la première formation et son absence dans la seconde sont significatives ; de sorte que vraisemblablement le faciès carbonaté à chlorite se sera formé en milieu moins réducteur que le faciès carbonaté à graphite.

Le *niveau préliminaire* de May présente côte à côte les caractères appartenant à ces deux faciès : les occurrences de graphite et de pyrite y sont voisines des plages et des oolites de chlorite. D'autre part, nous avons vu la sidérose attaquer ou remplacer la chlorite des oolites : il y a donc eu rupture des conditions d'équilibre physico-chimique, le remplacement minéralogique traduisant le déséquilibre du milieu. La chlorite est le témoin de conditions moins réductrices (elle est même parfois un peu oxydée à la périphérie des oolites). La matière organique et la pyrite indiquent des conditions plus réductrices, au cours desquelles de la sidérose a corrodé ou remplacé la chlorite des oolites. Ceci montre des oscillations dans les caractères physico-chimiques du milieu et l'achèvement du « *niveau préliminaire* » sur une phase plus réductrice sans chlorite.

Le *minerai hématite* est constitué par des oolites oxydées qu'englobe un ciment de sidérose. Dans l'eau de mer qui surmontait le sédiment et où de la sidérose précipitait, il régnait des conditions réductrices. C'était un milieu confiné, où la surface-limite de la zone réductrice se situait au-dessus de l'interface de dépôt (fig. 2).

Mais le milieu de formation de l'oligiste des oolithes était un milieu oxydant aux eaux aérées. On sait que le milieu marin normal à circulation ouverte est toujours oxydant, même dans l'eau qui recouvre le sédiment ; la surface-limite de la zone réductrice peut coïncider avec l'interface du dépôt ou même se situer au-dessous d'elle [Krumbein et Garrels, 1952]. L'hydrogène sulfuré

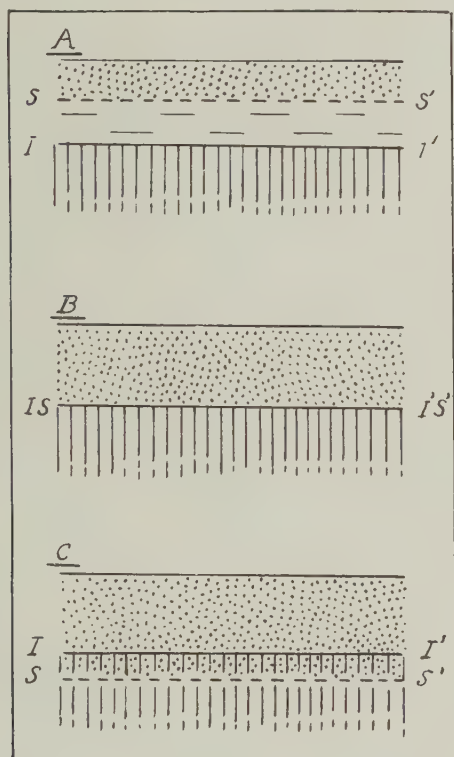


FIG. 2. — Schéma de la position de la surface-limite de la zone réductrice par rapport à l'interface du dépôt sédimentaire, dans trois cas possibles de sédimentation marine (d'après W. C. KRUMBEIN et R. M. GARRELS. Dessin modifié).

I I' : interface (fond de la mer) ; S S' : surface-limite ; lignes verticales : sédiments ; points : zone oxydante ; tirets horizontaux : eau de mer dans la zone réductrice.

est toujours absent ainsi que la matière organique. Mais on sait aussi que la quantité d'oxygène dissous diminue avec la profondeur et que les zones les plus riches en ce gaz sont les zones de surface. Il est donc probable que les oolithes d'oligiste se formaient dans des eaux peu profondes au voisinage des rivages.

Ces zones sont précisément celles qui ont, en général, le pH le plus élevé. Si, d'après Sverdrup, Johnson et Fleming, celui-ci varie de 7,5 à 8,4 pour l'ensemble de l'océan, Harvey nous rap-

pelle qu'en surface il descend très rarement au-dessous de 8. Puisque les conditions favorables à une grande concentration d'oligiste requièrent, avons-nous vu, des valeurs comprises entre 7 et 7,8, il fallait que le pH des eaux de surface fût abaissé. Cette circonstance se réalise lorsque l'eau de mer est diluée par de l'eau douce amenée par les fleuves. Par ailleurs la formation de chlorite serait due à des venues fluviales de limons [Castaño et Garrels, 1950]. Il semble donc que nos oolithes d'oligiste aient dû se former dans une mer aérée, parcourue de courants, pourvue d'apports importants d'eau douce, voisine du rivage et peu profonde.

Ainsi les deux éléments constitutifs du minéral proviennent de milieux de sédimentation à caractères opposés. Leur hétérogénéité foncière montre une rupture très nette d'équilibre, attestée par la corrosion et la métasomatose plus ou moins avancée des oolithes. Ceci amène nécessairement à l'idée du transport des oolithes dans le milieu générateur de sidérose, à partir du milieu où elles se sont formées. Ce transport est également mis en évidence par toutes les actions mécaniques observées et décrites ci-dessus. Nous sommes ainsi d'accord avec certaines idées fondamentales des théories de L. Cayeux sur les minerais de fer oolithiques.

Mais comment se fait-il que le séjour des oolithes dans le dernier milieu ne les ait pas entièrement réduites ? Tout d'abord le remaniement a pu se produire d'une façon rapide qui a empêché la reprise d'équilibre. Pettijohn [1956] s'est posé la même question : « Puisque le milieu intérieur d'un sédiment est toujours réducteur, comment peut-il se faire que tous les sédiments ne soient pas réduits ? Qu'un sédiment soit réduit ou non, cela dépend de la présence ou de l'absence d'un agent réducteur. Un tel agent est la matière organique. » Précisément le minéral hématite ne renferme pas de matière organique, à l'inverse du « niveau préliminaire ». Du reste il faut distinguer, en ce qui concerne les phénomènes d'oxydo-réduction, le potentiel d'oxydo-réduction (ou intensité réductrice) et la capacité réductrice [Krumbein et Sloss, 1956 ; Zobel, 1946]. Cette distinction devient claire lorsqu'on se souvient de la définition thermodynamique des variables de tension (ou facteurs d'intensité) et des variables d'extension (ou facteurs de capacité) [Adam, 1956]. La décroissance d'une variable de tension détermine le sens dans lequel se fait une transformation spontanée, tandis que la quantité d'énergie, mise en jeu dans cette transformation, est fonction de la variable d'extension (ou facteur de capacité). La capacité réductrice est

une variable d'extension et le potentiel d'oxydo-réduction est la variable de tension correspondante. Ainsi donc, si la capacité réductrice est faible (en raison notamment de l'absence de matière organique), le sédiment ne sera pas réduit [Krumbein et Garrels, 1952], quand bien même les conditions seraient réductrices.

Krumbein et Sloss [1956] soulignent que la capacité réductrice décroît très rapidement avec la profondeur, à partir de l'interface du dépôt, pour atteindre une valeur constante en dessous d'une faible épaisseur de sédiment (1,25 m environ). Cette valeur est si petite que les minéraux, qui ont traversé la tranche réductrice sans être réduits, ne risquent plus de l'être, au fur et à mesure que le sédiment s'accumulera à l'interface. C'est donc seulement dans la zone superficielle que la réduction peut s'opérer ; si l'enfouissement du sédiment a été assez rapide pour que la réduction n'ait pu s'y faire, il restera désormais au même état d'oxydation.

Le *minerai taché* nous a montré aussi des oolites formées en milieu oxydant, puisque généralement constituées d'oligiste, et de chlorite hématisée.

Certes il existe des zones formées de sidérose seule et les oolites sont assez souvent corrodées par leur ciment. Mais, outre que cette corrosion est beaucoup moins prononcée que dans le minerai hématite, les zones de sidérose pure sont assez rares, et il y a équilibre le plus souvent entre chlorite et sidérose avec prédominance fréquente de chlorite. Les conditions furent donc beaucoup moins réductrices que celles qui donnèrent naissance au ciment de sidérose du minerai hématite.

Les processus d'oxydation et de réduction, qui ont conduit tous deux aux divers éléments du minerai taché, se sont exercés d'une manière moins poussée, moins éloignée de l'équilibre que dans la formation du minerai hématite. La chlorite acquiert, à mesure qu'on se rapproche du sommet de la couche, une importance plus grande au point de devenir le seul élément du minerai avec quelques quartz détritiques. Or ce minéral correspond à une zone de transition entre l'oligiste et la sidérose, et sa précipitation exige des conditions de pH voisines de la neutralité. C'est donc par un épisode équilibré que se terminerait non seulement le cycle correspondant au minerai taché, mais encore le cycle correspondant à l'ensemble de la couche principale de May. Soulignons le contraste entre cet épisode équilibré final et l'épisode du niveau préliminaire.

Nous avons remarqué dans l'étude descriptive

que le minerai taché est formé par la juxtaposition de types très différents de minerai de fer, fait que nous allons essayer d'interpréter. Teodorovich a attiré l'attention sur les microfluctuations de la surface-limite de la zone réductrice, et par conséquent sur l'alternance constante de conditions oxydantes et réductrices. Il en résulte des feuillets sédimentaires successifs de nature très diverse, comportant d'ailleurs de nombreuses variations latérales.

D'autre part le phénomène du slumping nous semble participer également à la genèse du minerai taché. On entend par slumping le glissement de masses de sédiments généralement non consolidés ; des pentes supérieures à 2° sont suffisantes pour le produire dans certains cas. Plus rarement s'agit-il de vastes glissements de terrains sous la mer ou de l'effondrement de talus immergés. L'épaisseur des strates affectées par le slumping varie de quelques centimètres à quelques mètres dans le cas le plus fréquent. Souvent on observe de petits plissements internes dans ces masses perturbées ; mais la strate qui les contient et les strates voisines ne sont pas elles-mêmes plissées et gardent une épaisseur uniforme [Pettijohn, 1956]. A côté de ces plissements, on peut observer « des nappes en miniature sauvagement tordues, des couches chiffonnées, des fentes produites par étirement et une bréchification complète » [Kuenen, 1950]. Le slumping peut dépasser le stade du plissement pour donner des balles de boue ou de sable limoneux à structure spiralée en coupe verticale. Le résultat final est un pseudo-conglomérat désordonné, constitué de fragments irréguliers, quelque peu arrondis, de roches diverses englobées dans une mésostase plus ou moins différente. Il semble que bien des aspects morphologiques du « minerai taché » de May peuvent s'interpréter ainsi, par le double jeu d'une sédimentation rythmique superposant des strates de caractère différent, et d'un slumping perturbant cette stratification.

Ainsi qu'on l'a déjà noté, Castaño et Garrels font remarquer que certains auteurs considèrent la formation de chlorite comme due à un apport fluvial de limons, fournissant l'eau douce et l'alumine nécessaires, l'eau douce abaissant le pH aux environs de 7. Mais pour que cette eau ne soit pas immédiatement diluée dans celle de l'océan, il faut qu'elle soit rassemblée dans des bassins peu profonds, isolés partiellement de la grande circulation océanique par des sortes de seuils. C'est à la bordure de telles rides sous-marines que pourraient se rattacher les phénomènes de slumping.

Remarques sur le mode de formation des minerais oolithiques.

Il apparaît que le quartz du minerai est, de façon tout à fait prédominante, du quartz clastique, contrairement à l'opinion de L. Cayeux qui, dans son étude des minerais oolithiques de l'Ouest de la France, y voit surtout du quartz de néoformation. A May, le noyau des oolithes est presque toujours quartzeux. D'autres gisements, comme celui d'Halouze, renferment des oolithes à noyaux de sidérose ou à noyaux mixtes. Cayeux a pensé que les noyaux mixtes proviennent souvent du remplacement de la sidérose par le quartz. Or nous avons observé fréquemment, au microscope polarisant à lumière transmise, que si plusieurs plages de quartz sont réparties dans un même noyau de sidérose, elles s'éteignent simultanément : ce qui prouve qu'elles appartiennent au même réseau cristallin découpé par la sidérose, vraisemblablement corrodé par elle. Dans le minerai d'Halouze nous avons noté [1956] la présence de galets dont certains renferment des Lithistidés ; et ces organismes, originellement siliceux, ont été épigénisés par la sidérose. A May, dans le minerai hématite, presque tous les noyaux sont cernés de sidérose, en mince pellicule à l'intérieur de l'enveloppe oolithique. Si l'on veut voir dans cette sidérose un dépôt originel, antérieur à celui de l'enveloppe, il faut se demander pourquoi elle n'a pas été oxydée. En outre elle ressemble à la sidérose du ciment, et on peut penser que l'enveloppe a été traversée par la sidérose au moment de la mise en place du ciment, le carbonate se fixant préférentiellement sur le quartz. Aussi, plutôt que l'idée inverse, nous admettons la métasomatose du quartz par la sidérose comme le cas le plus fréquent. C'est à une notion analogue que S. Caillière et F. Kraut [1952] sont arrivés pour certains minerais de Lorraine.

Nos observations illustrent les remaniements considérables éprouvés par les matériaux consti-

tutifs du minerai oolithique au cours de son évolution, conformément aux théories de Cayeux. Nous avons parlé de noyau, d'enveloppe et de ciment au sens de Cayeux, en tant qu'éléments ayant leur individualité et correspondant à des phases successives de la sédimentation. S. Caillière et F. Kraut [1952] ont considéré au contraire ces éléments comme de simples phases minéralogiques, dans le cas de certains minerais lorrains, la formation des oolithes se faisant, pour eux, en même temps que celle du ciment. Notre étude du minerai de May nous a montré que les oolithes se forment probablement sur le fond marin ou, à la rigueur, à une profondeur très faible au-dessous. Comme d'autre part la diagénèse n'est effective, dans le cas des minerais de fer, que sur une très faible épaisseur, c'est-à-dire dans le voisinage immédiat du dit fond, on peut dire que la formation des oolithes est un phénomène lié à la proximité du fond marin.

Peut-on en conclure à une formation diagénétique dans la boue du fond ? Il y a un calibrage statistique des oolithes dans une couche de minerai : « Le minerai oolithique est constitué par un agrégat d'oolithes aplaties de dimension et de forme constantes » [Pettijohn, 1956]. Si la diagénèse avait été seule à intervenir, on aurait eu vraisemblablement des dimensions variables pour les oolithes, comme il arrive pour des concrétions. Comme les oolithes du « minerai hématite » de May présentent des cavités dues à des actions mécaniques, cavités remplies par le ciment, on voit que les oolithes sont antérieures au ciment. Enfin et surtout, un changement de milieu, par transport des oolithes, paraît manifeste dans notre cas. Tous ces arguments infirment, semble-t-il, l'idée de la formation des oolithes, au cours de la diagénèse, de sorte que nous préférons en rester aux conceptions classiques de Cayeux, au moins pour les minerais que nous avons étudiés.

Bibliographie.

- ADAM N. K. (1956). — Physical chemistry. Oxford, Clarendon Press.
- BONTE A. (1941). — Contribution à l'étude du Jurassique de la bordure septentrionale du bassin de Paris. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. XLII, n° 205.
- CAILLÈRE S. et KRAUT F. (1952). — Considérations sur la genèse des minerais de fer oolithiques lorrains. *C. R. 19^e sess. Congr. géol. intern., Alger*, sect. X, fasc. X, p. 101-117.
- CASTAÑO J. R. et GARRELS R. M. (1950). — Experiments on the deposition of iron with special reference to the Clinton iron ore deposits. *Econ. Geol.*, vol. 45, p. 755-770.
- COURTY G. (1956). — Nouvelles observations sur un poudingue intercalé dans la couche de fer silurien d'Halouze (Orne). *B. S. G. F.*, (6), VI, p. 969-976.
- GILBERT Ch. M. (1955). — Petrography. In H. WILLIAMS, F. J. TURNER et Ch. M. GILBERT, Introduction to the study of rocks in thin sections. San Francisco, W. H. Freeman and Co.
- HARVEY H. W. (1957). — The chemistry and fertility of sea waters. Cambridge, University Press.
- JAMES H. L. (1951). — Iron formation and associated rocks in the Iron River district, Michigan. *Bull. geol. Soc. America*, vol. 62, p. 251-266.
- KRUMBEIN W. C. et GARRELS R. M. (1952). — Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials. *Journ. Geol.*, vol. 60, p. 1-33.
- KRUMBEIN W. C. et SLOSS L. L. (1956). — Stratigraphy and sedimentation. San Francisco, W. H. Freeman and Co.
- KUENEN Ph. H. (1950). — Marine geology. New York, J. Wiley and Sons.
- PETTIJOHN F. J. (1956). — Sedimentary rocks. 2nd ed. New York, Harper and Brothers.
- SVERDRUP H. U., JOHNSON M. W. et FLEMING R. H. (1942). — The oceans, their physics, chemistry and general biology. New York, Prentice Hall.
- TEODOROVICH G. I. (1955). — In G. V. CHILINGAR, Review of Soviet literature on petroleum source-rocks. *Bull. am. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 39, p. 764-767.
- TWENHOFEL W. H. (1932). — Treatise on sedimentation, 2nd ed. Londres, Baillière, Tindall and Cox.
- ZOBELL C. E. (1946). — Studies on redox potential of marine sediments. *Bull. am. Ass. Petrol. Geol.*, vol. 30, p. 477-513.
-

Essai de subdivision métallogénique du territoire de l'U.R.S.S.

par V. I. SMIRNOV ¹.

Sommaire. — Schéma de la subdivision métallogénique du territoire de l'U. R. S. S. d'après le principe de la délimitation des surfaces d'extension des gisements miniers endogènes alpins, mésozoïques hercyniens, calédoniens et protérozoïques. Le caractère polycyclique de la métallogénie des provinces de l'Union soviétique est établi ; ce caractère est conditionné par la réunion de plusieurs époques métallogéniques dans les limites d'une même province. Les liaisons entre les époques de la minéralisation sont esquissées ainsi que certains traits de l'évolution générale de la métallogénèse endogène depuis l'Archéen jusqu'au Tertiaire.

Principes généraux de la subdivision.

Dans la mesure où la subdivision du lent déroulement de la genèse des minerais dans les profondeurs de la terre est basée sur la notion d'époques et de stades de minéralisation, on peut effectuer la subdivision métallogénique du territoire du pays en provinces minières en délimitant les aires de l'extension des gisements se rapportant à une époque déterminée. Sur le territoire de l'U. R. S. S. se sont plus ou moins nettement manifestées des minéralisations de six époques métallogéniques : alpine, mésozoïque, hercynienne, calédonienne, protérozoïque et archéenne (ou archéennes).

Dans le cadre de chaque époque il a été proposé de définir trois stades de minéralisation endogène répondant aux étapes successives de la transformation des géosynclinaux en plates-formes [Belibin, 1940] :

— au stade précoce (antérieur au plissement) se forment les ultra-basites, les basites, leurs produits de différenciation acides et alcalins et les gisements magmatiques du type skarn de fer, de titane, de chrome, des métaux de la mine du platine, de cuivre et de nickel qui y sont liés ;

— au stade moyen (pendant la période des phases fondamentales du plissement ou aussitôt après) se produit la mise en place de masses batholitiques de granitoïdes et la formation de skarns, ainsi que de pegmatites, de greisens et de gisements hydrothermaux de minerais de métaux non ferreux, rares et précieux, qui les accompagnent ;

— au stade ultime (postérieur au plissement) qui conduit au régime de plate-forme, de petites intrusions se mettent en place et il se forme des gisements hydrothermaux non ferreux, rares et radioactifs, paragénétiquement liés à ces intrusions.

Comme le montre l'analyse de nos connaissances sur la métallogénie de l'U. R. S. S., des gisements industriels relevant de l'ensemble des trois stades n'existent pratiquement dans aucune de ses régions plissées. Il peut arriver que la minéralisation des stades précoce et moyen soit nette, mais que celle du stade tardif manque, c'est le cas de l'Oural. Par contre, dans les autres provinces de notre pays se trouvent des gisements correspondant aux stades moyen et tardif, alors que la minéralisation du stade précoce est réduite ou même pratiquement nulle.

Ainsi, toutes les provinces métallogéniques étant, en fait, à deux stades peuvent être divisées en deux types : les provinces de minéralisations *contemporaine* ou *postérieure* au plissement. Nous soulignons qu'il s'agit ici non pas de la minéralisation en général, mais des minéralisations qui ont conduit à la formation de gisements d'importance industrielle.

Sur le territoire des provinces minières, on peut délimiter les surfaces de l'extension des forma-

1. Note publiée dans le cadre des échanges d'articles avec les *Izvetija Ak. Nauk. SSSR, ser. geol.* Traduction de l'article (*Izv. Ak. Nauk., ser. geol.*, 1959, n° 4, p. 3-21) par le Service d'information géologique (S. I. G.) revue par L. BARRABÉ et G. DEICHA.

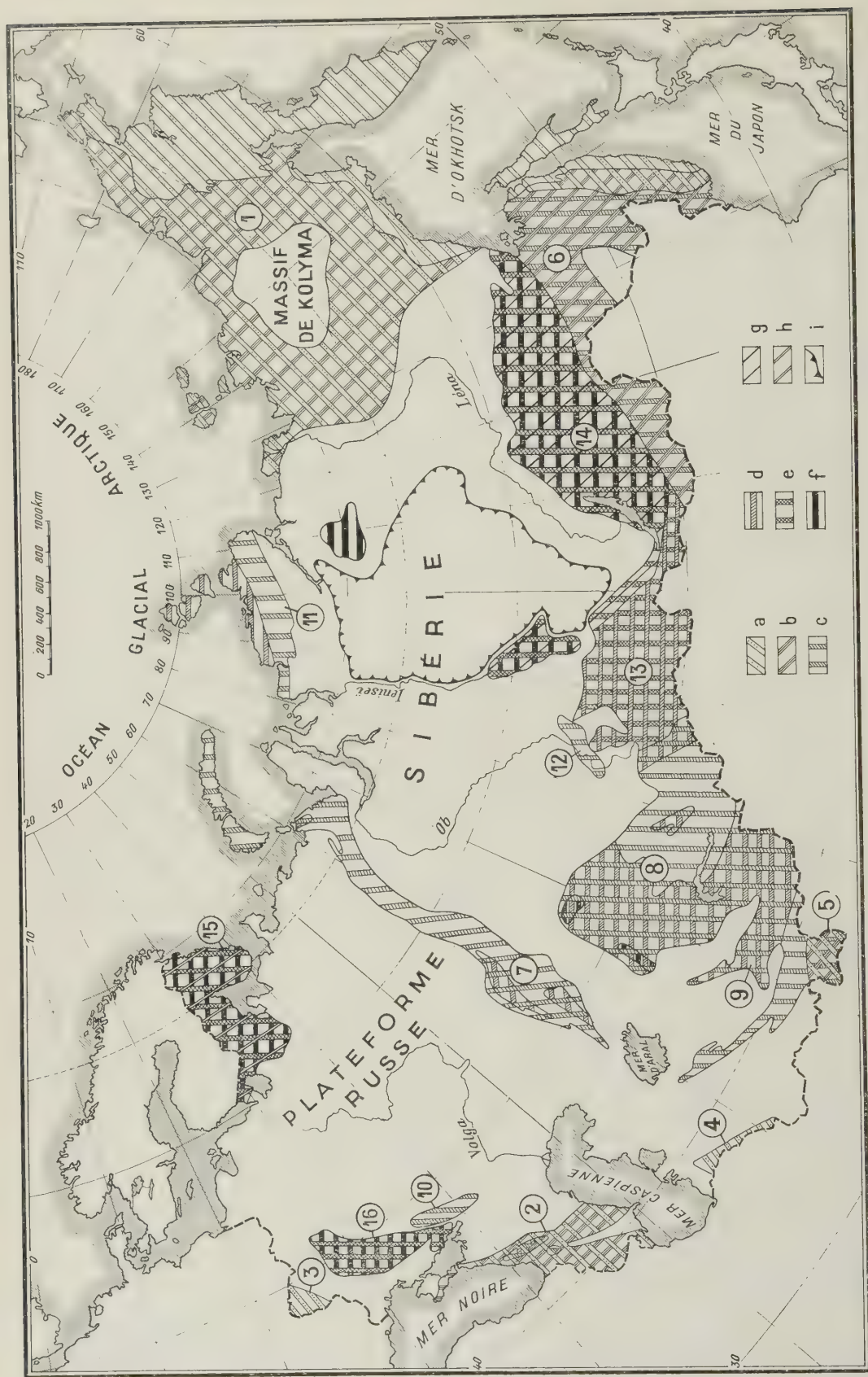


FIG. 1. — Schéma de la division en régions métallogéniques de l'U. R. S. S. par V. I. SMIRNOV.

Les chiffres sur la carte représentent les provinces métallifères. Alpines. 1 : Pamiir ; 2 : Caucase ; 3 : Carpathes ; 4 : Kopet-Dag ; 5 : Trans-Baikal-Primorié. — Hercyniennes. 7 : Oural ; 8 : Kazakhstan ; 9 : Asie centrale ; 10 : bassin du Donetz ; 11 : Taimyr ; 12 : zone de Tom-Kolyan. — Calédoniennes. 13 : zone de l'Altai-Sajan. — Protérozoïques. 14 : zone méridionale de la plate-forme sibérienne ; 15 : bouclier Baltique ; 16 : bouclier ukrainien.

Figurés des régions de répartition des gîtes des différentes époques métallogéniques. a à f : cycles géosynclinaux (a : alpin ; b : mésozoïque ; c : hercynien ; d : calédonien ; e : protérozoïque ; f : archéen). — g à h : cycles en types plates-formes (g : mésozoïque ; h : hercynien). — i : régions de répartition des « trapps » et gîtes associés.

tions pétrographiques et celles des gisements des stades précoce et moyen qui y sont liés. Le plus souvent, la surface d'extension des gisements du stade moyen est recouverte par celle des gisements du stade tardif. La délimitation de cette dernière n'est en général pas possible. Pour cette raison, la subdivision intérieure des provinces minières d'après les formations métallifères, répondant à chaque stade du développement, n'est possible que pour les provinces du premier type, c'est-à-dire pour l'Oural.

Ce qui est beaucoup plus important pour la subdivision des provinces minières, c'est la délimitation des parties synchrones (ou rapprochées dans le temps), mais occupant des positions différentes dans la structure géosynclinal. On peut y rapporter, d'une part les zones axiales des géosynclinaux et les soulèvements centraux qui se sont formés à leur place, et d'autre part les zones périphériques des géosynclinaux (plates-formes continentales). Dans les limites de ces dernières, des granitoïdes modérément acides du stade moyen se mettent en place et des gisements du type skarn et des gisements hydrothermaux, principalement sulfurés, se forment, tandis que dans les soulèvements centraux se produisent des intrusions de granitoïdes acides et extrêmement acides qui sont accompagnés de pegmatites, de greisens, de veines de quartz à minéralisation spé-

cifique (principalement d'étain, wolfram, molybdène, béryllium et lithium). Donc, dans les limites d'un même stade, mais dans des parties différentes du géosynclinal, des zones de gisements en principe différents peuvent se former. Gorghevskij [1956] l'avait déjà signalé dans sa description des provinces minières de la Transbaikalie orientale et de l'Altaï.

En général, pour les gisements des stades moyen et tardif, ce n'est pas seulement la détermination des complexes successifs de roches qui a une importance primordiale pour la subdivision des provinces minières, mais aussi la définition des zones de mobilité différente : 1) stables, 2) ayant subi un enfoncement de longue durée (dépression), 3) caractérisées par une surrection constante (soulèvement). De cette façon, des zones structurales et isopiques sont mises en évidence ainsi que les cassures qui les séparent. Ces cassures, souvent profondes, ont une importance fondamentale pour la subdivision métallogénique des provinces minières.

Ces principes de subdivision peuvent être utilisés pour la composition des cartes métallogéniques de chaque province. Pour la subdivision de tout le territoire de l'U. R. S. S. il est rationnel de déterminer d'abord les régions de localisation des gisements d'époques métallogéniques déterminées.

Éléments de la délimitation des provinces minières de l'U. R. S. S.

A notre avis, il est rationnel de distinguer les provinces minières en U. R. S. S. en appliquant la méthode de délimitation des surfaces de développement des gisements d'une époque déterminée². Mais la minéralisation endogène des époques métallogéniques ultérieures étant toujours épigénétique, par rapport à la minéralisation des époques précédentes, cette seconde minéralisation peut se répartir sur la surface d'extension des gisements formés antérieurement, créant des zones de développement de gisements d'âge différent. C'est pourquoi il convient de déterminer les provinces minières en délimitant les aires d'extension des gisements de l'époque terminale de la minéralisation. Dans ce cas seront indiquées dans leurs limites les zones d'extension de la minéralisation antérieure et celles de la jeune minéralisation, placée au-dessus d'elle, que l'on doit délimiter séparément. Il est rationnel d'indiquer séparément les surfaces d'extension de la jeune minéralisation placée sur les secteurs des plates-formes anciennes. La fig. 1 représente le

schéma de la subdivision du territoire de l'U. R. S. S. d'après ce principe.

En employant cette méthode, on peut distinguer les provinces de minéralisation alpine, mésozoïque, hercynienne, calédonienne et protérozoïque. Nous devons signaler que les contours de ces provinces ne concordent pas entièrement avec ceux des zones plissées représentées d'après l'âge de plissement sur la magnifique carte tectonique de l'U. R. S. S. à l'échelle du 5 000 000^e dressée sous la direction de N. S. Shatski, A. A. Bogdanov, N. A. Beljaevski, M. V. Muratov, etc. Ceci est dû au fait que la formation d'une certaine partie des gisements endogènes importants a eu lieu, sur de grandes surfaces d'un certain nombre de provinces minières, à l'époque post-tectonique et même à l'époque suivante (par exemple dans

2. Ce qui n'exclut pas la possibilité de l'établissement de cartes d'ensemble de formations métallifères isolées, de gîtes de différents métaux ou de groupes de métaux, ainsi que d'une subdivision d'après le principe de délimitation de différents types de développement des géosynclinaux et des plates-formes.

le Kazakhstan central, dans la partie nord de l'Asie centrale, en Extrême-Orient septentrional, etc.). La carte tectonique de l'U. R. S. S. peut donc être largement utilisée pour la subdivision métallogénique de notre pays, mais avec un certain remaniement.

En tenant compte de ce que nous venons d'exposer, on peut, parmi les surfaces d'extension de la minéralisation endogène en U. R. S. S. définir les provinces suivantes :

I. ALPINES : 1) *Extrême Nord-Est* ; 2) *Caucase* ; 3) *Carpathes* ; 4) *Kopet-Dag*. Il est plus commode de rattacher l'étroite zone de minéralisation alpine de l'Extrême-Orient à la province mésozoïque de la région Transbaïkalo-Primorié.

II. MÉSOZOÏQUES : *Transbaïkalio-Primorié* (ceinture Mongolo-Okhotsk et sa ramification du Primorié).

III. HERCYNINIENNES : 1) *Oural*, 2) *Kazakhstan*, 3) *Asie centrale*. S'y rapportent également le Donetz, la Nouvelle-Terre, le Taïmyr méridional, la zone de Tom-Kolyvan.

IV. CALÉDONIENNES : *région d'Altaï-Sajan*, ainsi que la partie septentrionale du Taïmyr.

V. PROTÉROZOÏQUES : 1) *zone méridionale de la plate-forme sibérienne*, 2) *bouclier baltique*, 3) *bouclier ukrainien*.

Les aires d'extension exclusive des gisements de l'époque métallogénique terminale coïncident avec les complexes de roches du cycle géologique correspondant. Mais là où, dans les limites de la région plissée, se trouvent des complexes de roches de cycles géologiques antérieurs, cette minéralisation recouvre les zones d'extension de gisements plus anciens. Dans ce cas, des aires de minéralisation polycyclique se forment. Dans notre pays, toutes les provinces minières qui recouvrent des régions plissées (soit dans leur totalité, soit dans leurs plus grandes parties) se rapportent au type polycyclique.

Si l'on ne tient compte que des époques décisives de minéralisation on peut distinguer des provinces bicycliques et tricycliques :

— aux provinces *bicycliques* se rapportent : l'Extrême Nord-Est (avec gisements mésozoïques et alpins), la région Transbaïkalo-Primorié (avec gisements hercyniens et mésozoïques), le Kazakhstan, l'Asie centrale et l'Oural (avec gisements calédoniens et hercyniens), la région plissée d'Altaï-Sajan (avec gisements protérozoïques et calédoniens) ;

— aux provinces *tricycliques* se rapportent le Caucase (avec gisements hercyniens, mésozoïques

et alpins) ainsi que les provinces minières des boucliers des plates-formes russe et sibérienne ; dans les limites du bouclier baltique d'importants gisements archéens, protérozoïques et hercyniens sont connus et dans les parties méridionales de la plate-forme sibérienne (sur le bouclier de l'Al-dan) des gisements archéens, protérozoïques et mésozoïques.

Si l'on tient compte de minéralisations moins importantes, on peut augmenter le nombre des époques pour presque toutes les provinces énumérées ; par exemple, au Caucase, se trouvent des indices de minéralisation peu importants de l'époque calédonienne, au Kazakhstan des indices de minéralisation de l'époque protérozoïque, etc. Mais, pour un premier schéma de la subdivision métallogénique régionale, on peut ne pas les prendre encore en considération.

Les rapports entre les complexes plissés antérieurs, les formations intrusives et les gisements qui y sont liés ainsi que les formations géologiques du cycle suivant peuvent être variés :

— sur les débris, tectoniquement démembrés, de la région plissée du cycle précédent peut se former un nouveau système géosynclinal jeune (par exemple, le géosynclinal mésozoïque de la ceinture Mongolo-Okhotsk apparu sur la région plissée hercynienne) ;

— le régime géosynclinal du cycle suivant peut continuer dans les limites du plissement inachevé du cycle précédent (par exemple, le synclinal hercynien Zajsansk du Kazakhstan oriental, etc.) ;

— les structures plissées, les complexes intrusifs et les gisements du cycle précédent peuvent être repris par les déformations tectoniques et les intrusions du cycle suivant avec conservation du régime de transition au régime de plate-forme ou du régime de plate-forme (par exemple, la région plissée Verkhoyano-Chukotka de l'Extrême Nord-Est dans le cycle alpin).

Le problème du rapport des plissements antérieurs et postérieurs est complexe, nous ne pouvons pas l'étudier en détail ici. Dans le cas présent, il est important pour nous de souligner la coexistence habituelle, dans les limites des provinces minières, de régions d'extension de gisements de plusieurs cycles géologiques. En liaison avec ce fait apparaît le problème, à notre avis extrêmement important, du rapport entre les minéralisations postérieure et antérieure, dont nous examinerons quelques aspects après avoir caractérisé brièvement les principales provinces minières de l'U. R. S. S.

Les principales provinces minières.

I. LES PROVINCES ALPINES.

1. *Extrême Nord-Est.* Sur les cartes tectoniques de l'U. R. S. S. sont distinguées les régions plissées de Verkhojano-Kolyma mésozoïque et de Korjaksco-Kamchatka alpine. Quant à l'époque de la formation des gisements miniers endogènes, cette province doit être rapportée aux régions de minéralisation alpine, qui se superpose à la minéralisation mésozoïque dans sa partie occidentale. Elle fait partie des provinces métallogéniques bi-cycliques avec développement de gisements mésozoïques et alpins :

— le cycle *mésozoïque* dans cette région se distingue par l'absence de gisements miniers du stade précoce et par la formation, en liaison avec les intrusions granitiques, de gisements des stades moyen et tardif. Au stade moyen de ce processus, pendant la période de plissement jurassique supérieur, deux complexes intrusifs se sont formés : le complexe dit prébatholitique représenté par de petites intrusions de composition quartz-albitique et le complexe batholitique d'intrusions granitiques du type Kolyma. Au premier est liée la célèbre minéralisation aurifère du Nord-Est, et au second, la minéralisation, non moins connue, d'étain, celle de wolfram qui l'accompagne, en partie celle de molybdène, d'arsenic et de plomb-zinc ;

— le cycle *alpin* ne peut être subdivisé en stades classiques de l'évolution géosynclinal, mais on peut y définir trois étapes de mise en place de roches magmatiques : granodiorites antérieures au Crétacé supérieur ; type Okhotsk, du Crétacé supérieur ; alaskites du Paléocène du complexe d'Omsukchan et petites intrusions, principalement granodioritiques, de l'époque miocène [Matveenkov et Shatalov, 1958]. Aux premiers sont liés les gisements de molybdène, aux seconds, les gîtes d'étain, de wolfram et les gîtes polymétalliques, et au troisième (d'après l'époque de leur formation) les gîtes de mercure.

Par suite du recouvrement total ou partiel des surfaces des cinq complexes de roches éruptives et des gisements qui y sont liés, on ne distingue pas de nette zonalité régionale dans leur répartition sur le territoire du Nord-Est. Cependant, suivant le développement prédominant des gisements de tels ou tels métaux, on peut définir quatre zones : la zone Jano-Indigiro-Kolyma qui est caractérisée par le développement d'une minéralisation aurifère et stannifère ; la zone septen-

trionale qui comprend, dans l'essentiel, des champs sporadiques de minerais stannifères ; le long de la ceinture vulcanogène d'Okhotsk-Chaunsk s'allonge une large et longue bande de minéralisation molybdénique sporadique, enfin la subprovince de minerais de mercure coïncide avec la région plissée de Korjaksco-Kamchatka.

2. *Caucase.* Sur le territoire du Grand et du Petit-Caucase, des gisements endogènes des époques calédonienne, hercynienne, mésozoïque et alpine sont connus [Afanasev, 1958 ; Tvalchrelidze, 1957].

La minéralisation *calédonienne* est développée dans la partie de l'avant-chaîne (Peredovoj) et de la chaîne principale (Glavni) du Grand-Caucase ainsi que dans le Petit-Caucase. Au magmatisme basique précoce du cycle calédonien sont liés des gisements de chalcoppyrite et de petites manifestations métallifères de chrome et de nickel. Aux granitogneiss suivants se rapportent des pegmatites isolées et des veines de quartz de haute température avec cassitérite, molybdénite, scheelite, arsenopyrite et or.

Des gisements de chalcoppyrite, ainsi que de petites manifestations minières de titano-magnétite, de chrome et de nickel se sont de nouveau trouvés liés aux effusions et aux intrusions basiques initiales du cycle *hercynien*. Aux granites des principales phases du plissement hercynien se rapportent les pegmatites, des greisens, des veines de quartz et de quartz à tourmaline de haute température avec cassitérite, scheelite, molybdénite et arsenopyrite. Aux petites intrusions de granite-porphyras et de kératophyras qui terminent ce cycle sont associés les gisements de plomb-zinc de la partie occidentale du versant septentrional du Grand-Caucase.

Le cycle *mésozoïque* de minéralisation endogène est largement développé. Aux kératophyras du Lias et du Bajocien du Petit-Caucase et de la Transcaucasie sont liés les gisements de pyrite (Chiragidzor, Kedabek, Laura et autres). A cette même période se rapporte la formation de gisements particuliers cupro-pyrrotiniques étirés le long des dykes diabasiques du Grand-Caucase. En outre est connue une minéralisation titano-magnétique et chromitique dans le gabbro de la Svanetie. Des intrusions de granites du stade moyen ont conditionné la minéralisation du type skarn de Tyrny-Auz avec scheelite et molybdénite. Enfin, à la série terminale des petites

intrusions (granodiorites, kératophyres et albitophyres) se rapportent la minéralisation polymétallique antécallocienne du groupe Sadono-Unalsk, les barytines de Transeucasie, les gisements de cuivre et ceux polymétalliques de Dambloud et de Kafan.

Le centre de gravité de la minéralisation endogène du cycle *alpin* s'est déplacé vers le Petit-Caucase bien que des gisements alpins soient aussi connus au Caucase septentrional. Les gisements de la zone de Somkhitsko-Kafan (Shamlug, Madneuli, etc.) sont liés à la série vulcanogène du stade initial de ce cycle (Crétacé supérieur). Aux diorites, granodiorites et syénitodiorites quartzifères de la série antécénomaniennne se rapportent les rares gisements de skarns avec minerais de fer et de cobalt ainsi que les gisements de cuivre-molybdène et de molybdène de la zone de Miskhano-Zangezour. En rapport avec les petites intrusions tertiaires les plus tardives de granodiorites, de dacites, d'albitophyres et autres roches, existent au Caucase des gisements hydrothermaux de plomb, et de zinc, d'antimoine et de mercure, d'or, d'arsenic (sulfures simples) et de thallium.

Les lois régionales de la minéralisation endogène valables pour l'ensemble de cette province et de ses différentes zones peuvent être schématiquement résumées comme suit : sur les versants sud et nord du Grand-Caucase, les gisements polymétalliques d'âges différents prédominent ; des gisements de métaux rares (molybdène, wolfram, mercure, arsenic), d'âges différents également, sont concentrés dans sa partie axiale ; au Petit-Caucase se trouvent des formations à molybdène et à cuivre des époques métallogéniques mésozoïque et alpine.

II. LES PROVINCES MÉSOZOÏQUES.

Province Transbaïkalo-Primorié. Cette province correspond à la région plissée Mongolo-Okhotsk et à sa branche méridionale du Primorié.

Dans l'histoire géologique de cette province on distingue trois cycles : hercynien, mésozoïque et alpin. La surface d'extension des complexes hercyniens de roches et des gisements qui les accompagnent est, dans l'essentiel, située au S de la zone centrale des monts Sikhote-Aline, et correspond entièrement à l'extension de gisements mésozoïques qui se poursuivent légèrement plus loin à l'Est jusqu'à la zone du Primorié de Sikhote-Aline. Dans la zone centrale de Sikhote-Aline, mais sporadiquement et plus à l'Ouest, la zone des gisements mésozoïques est, à son tour, recou-

verte par celle des gisements alpins qui s'étendent plus loin vers l'Est et englobent la zone du Primorié de Sikhote-Aline, Sakhaline et la chaîne des Kouriles. Bien que dans les limites de cette province se trouvent des gisements des trois cycles, ce territoire est cependant rapporté aux provinces minières bicycliques, car les surfaces d'extension des gisements correspondent toujours à deux cycles : soit les cycles hercynien et mésozoïque (à l'Ouest), soit les cycles mésozoïque et alpin (à l'Est).

Dans cette province, il n'a pas été découvert de gisements importants du stade précoce du cycle *hercynien*. Au stade moyen (qui répond au plissement postérieur au Carbonifère inférieur) est liée l'intrusion de granodiorites suivis de granites accompagnés de skarns à magnétite, ainsi que de gisements hydrothermaux d'étain, d'or, de molybdène, de wolfram et de fluorine.

À l'époque *mésozoïque*, deux intrusions de granitoïdes se sont également formées mais elles se sont mises en place, en succession inverse. Des pegmatites, des formations de quartzo-greisen et de quartz avec étain et wolfram s'associent aux granites du Cimmérien moyen. Aux granitoïdes du Cimmérien supérieur, modérément acides, sont liés des gisements polymétalliques d'or, de molybdène et d'arsenic.

L'intrusion polyphasée de diorites, granites et granito-porphyles *alpins* a été accompagnée de la formation de gisements hydrothermaux de minerais polymétalliques, stannifères, aurifères, fluorés et mercuriels.

Dans certaines parties de la province, divers gisements sont parfois strictement répartis dans des zones isolées. Sous ce rapport, la Transbaïkalie orientale, où S. S. Smirnov [1944] a tracé trois ceintures minières, est typique. Au cours des recherches plus récentes, il a été établi que la ceinture centrale de minéralisation wolframostannifère est située sur le soulèvement central du synclinal cimmérien et que les ceintures de gisements d'or et de molybdène ainsi que de plomb-étain et de molybdène se rapportent aux parties périphériques de ce synclinal.

III. LES PROVINCES HERCYNiennes.

1. *Oural.* Le cycle hercynien du développement géosynclinal, qui détermine la base de la structure géologique et de la métallogénie de l'Oural, a été bien étudié. Les conditions de la formation des différents complexes de roches anciennes découverts dans les anticlinoriums occidental et oriental ainsi que dans l'Oural polaire

ne sont pas connus dans le détail. On sait seulement que des gisements magmatiques de titanomagnétites sont associés aux gabbro-diabases anciennes qui se trouvent parmi eux, et des gisements hydrothermaux de molybdène ainsi que des pegmatites (avec des accumulations insignifiantes de béryl et de cassitérite) aux granites anciens.

Pour le cycle hercynien (d'après V. M. Sergueievskij), le stade précoce est extrêmement typique dans l'Oural. Dans les hyperbasites de ce stade sont localisés les gisements magmatiques bien connus de chromites ; dans les basites, des gisements de minerais titanomagnétiques, mais les gisements du type skarn avec minerais de fer et de cuivre sont liés aux granites et syénites à plagioclases. Les gisements de chalcoppyrite et de pyrite s'associent à la série vulcanogène des spilito-kératophyres et des albitophyres.

Au stade moyen, qui répond aux phases fondamentales du plissement hercynien, des granodiorites et des granites suivis d'alaskites, se sont mis en place. Les granodiorites basiques et les granites modérément acides ont été accompagnés de la formation de gisements type skarn avec magnétite et de gisements hydrothermaux de minerais d'or. Aux granites alaskitiques localement développés correspondent les pegmatites à pierres précieuses et métaux rares, ainsi que des manifestations hydrothermales à wolfram.

Dans l'Oural, le stade tardif est peu apparent, mais il est possible que les manifestations sporadiques de barytine, de fluorine, d'or-antimoine et de quartz-or-mercure y correspondent.

A la netteté de la structure tectonique zonée de l'Oural répond une zonalité régionale non moins précise dans la répartition des gisements endogènes. Des gisements magmatiques et métamorphogènes typiques de titane, de fer et de magnétite sont liés à la zone des roches métamorphiques. Les gisements magmatiques de chromites et de titanomagnétites se rapportent aux bandes d'hyperbasites et de basites. Des minerais de pyrite sont englobés dans la ceinture vulcanogène de l'Oural. Dans la zone appelée « zone de développement des granites du versant oriental » de l'Oural sont concentrés des gisements de fer, d'or, de pierres précieuses, etc.

2. *Le Kazakhstan* est une région bicyclique typique d'extension de gisements endogènes calédoniens et hercyniens [Satapev, 1957].

Le cycle *calédonien* avec ses structures, ses roches éruptives et ses gisements est principalement développé dans la partie occidentale du Kazakhstan. Il est possible qu'au stade précoce (caractérisé par des accumulations spilito-kérato-

phyres et de petites intrusions acides et comagmatiques basiques) se soient formés les gisements d'antimoine contenant de l'or. Au stade moyen correspondent la mise en place de granodiorites ainsi que de granites siluriens et la formation de quartzo-greissens avec cassitérite, monazite et scheelite. Le stade tardif est caractérisé par la formation de petites intrusions de l'époque siluro-dévonienne et de gisements quartzo-aurifères. Donc, au Kazakhstan, les gisements d'or sont caractéristiques de l'époque métallogénique calédonienne.

Au Kazakhstan central et occidental, le cycle *hercynien* s'est déroulé dans un milieu passant du régime géosynclinal au régime de plate-forme, et dans sa partie orientale dans des conditions géosynclinales. Malgré ces différences géologiques radicales, dans toutes les parties du Kazakhstan se sont produites au cours de ce cycle des intrusions accompagnées de minéralisations synchrones et identiques. Au stade précoce se sont formés de petits massifs de roches ultrabasiques et basiques avec accumulations locales de chromite qui n'ont aucune influence sur le faciès métallogénique de la province. Au stade moyen, deux intrusions successives de granitoïdes sont intervenues. Aux granites précoces modérément acides du Carbonifère moyen sont liés les petits gisements de minerais du type skarn de fer, de cuivre, ainsi que de molybdène, de cobalt et de polymétaux. Aux granites leucocrates de l'Hercynien supérieur se rapportent les pegmatites et les gisements quartzo-greisen de molybdène, de wolfram, d'étain. Au stade tardif du cycle hercynien se sont formées de petites intrusions ayant la composition des albitophyres quartzeux et des granodiorites. Des gisements polymétalliques et cuprifères, importants et variés, correspondent à ces intrusions ; il en est de même des gisements quartzo-aurifères plus réduits.

Dans les parties occidentale et centrale du Kazakhstan manque la zonalité régionale dans la répartition des gisements endogènes. On remarque seulement une gravitation des gisements d'or, d'âge calédonien, vers la périphérie du Kazakhstan central ; les gisements hercyniens, qui forment ici l'essentiel de la minéralisation, se rapportent aux grandes cassures tectoniques et n'ont pas de répartition réglée. Par contre, dans la partie orientale du Kazakhstan, on observe une zonalité régionale extrêmement régulière dans la répartition de la minéralisation endogène [Nekhoroshev, 1957]. Là, correspondant au passage d'un secteur de la zone plissée de Zajsansk à un autre, apparaissent sept ceintures minières [Semenov, 1957] :

1) l'Altaï minier avec ses gisements de wolfram-molybdène ; 2) l'Altaï métallifère avec une minéralisation polymétallique ; 3) la ceinture de gisements aurifères de l'Altaï méridional ; 4) la zone de Kalba-Narynsk avec gisements d'étain, de wolfram ; 5) la seconde ceinture de gisements d'or de Kalba ; 6) la zone faiblement métallifère de Zharna ; 7) la zone de Chingirsk avec gisements de wolfram et molybdène.

Cette zonalité régionale est conditionnée par la répartition spatiale régulière des complexes de roches éruptives. Les granites leucocrates de l'Hercynien supérieur et la minéralisation à métaux rares qu'ils conditionnent sont répartis dans la région du soulèvement central du géosynclinal de Zajsansk et les bords adjacents de la plateforme. Au contraire, les albitophyres et les granites porphyriques quartzifères avec minéralisation polymétallique qui les accompagnent ont été formés dans les limites de la partie bordière (plateforme continentale) du géosynclinal.

3. *Asie centrale.* Ce territoire est une région bicyclique d'extension de la minéralisation calédonienne et hercynienne.

Aux granitoïdes *calédoniens* (développés dans le Tian-Chan septentrional et connus dans le Tian-Chan central) sont liés de petits gisements du type skarn avec magnétite et or, des pegmatites avec minéraux d'étain et de métaux rares ainsi que des manifestations de quartzo-greisen avec molybdénite et, peut-être, des petits gisements de minerais de plomb et zinc.

Pour le cycle *hercynien*, les gisements des stades moyen et tardif sont caractéristiques. Aux intrusions ultrabasiques et basiques de petites dimensions du stade précoce ne sont liées que de faibles manifestations métallifères de chrome, de fer, de nickel et de cobalt. Au stade moyen, des intrusions granitiques modérément acides se sont mises en place (surtout connues dans le Tian-Chan septentrional et répandues dans le Tian-Chan central et méridional). Elles sont accompagnées de gisements du type skarn avec scheelite, de gisements hydrothermaux à arsénopyrite et, peut-être, de minerais de plomb-zinc. Au stade tardif, permien, une gamme (complexe par sa composition) de petites intrusions s'est mise en place. Elles ont déterminé le développement de gisements hydrothermaux de plomb et de zinc, de cuivre, de bismuth, de fluorine. Il est possible que les gisements plus tardifs d'antimoine et de mercure se soient formés en liaison avec la métallogenèse mésozoïque ou alpine.

En Asie centrale, il n'y a pas de zonalité régionale précise dans la répartition des gisements

endogènes : le plus grand nombre des gisements de cette province est représenté par des gisements de même type, liés aux roches éruptives hercyniennes, réparties plus ou moins régulièrement sur toute sa surface. Pour les principales zones du Tian-Chan, on ne constate quelques traits distinctifs que dans la répartition des principaux métaux. Ainsi, dans le Tian-Chan septentrional, les gisements de plomb-zinc prédominent, ils ont souvent une composition complexe (présence d'étain, arsenic, etc.). Au Tian-Chan central, les gisements hydrothermaux et du type skarn de minerais de plomb-zinc sont particulièrement développés ainsi que les gisements du type skarn avec scheelite. Dans le Tian-Chan méridional, on connaît une ceinture étirée de gisements de minerais d'antimoine et de mercure, qui coupe obliquement la large zone des gisements de wolfram, d'étain et d'arsenic.

IV. LES PROVINCES CALÉDONIENNES.

Région de l'Altaï-Sajan. Cette province fait partie des provinces bicycliques avec développement des époques métallogéniques protérozoïque et surtout calédonienne.

Les gisements *protérozoïques* se développent sur des surfaces relativement limitées du Sajan oriental, de l'Alataou de Kouznetsk, de l'Altaï minier et de la Tanna-Ola. Les petits massifs d'hyperbasites et de basites ainsi que les intrusions de granites à plagioclases n'ont pas été accompagnées de minéralisation sensible. Aux granites leucocrates du Protérozoïque supérieur sont liées les pegmatites micacées et les pegmatites à métaux rares.

Dans le cycle *calédonien* on peut définir cinq complexes intrusifs avec les gisements qui les accompagnent :

- aux massifs serpentinisés de la phase du Salair sont liés des gisements d'amiante, de talc, de magnésie et de petites manifestations métallifères de chrome, de titano-magnétites et de nickel ;

- aux granodiorites taconiennes s'associent les gisements d'or ;

- l'intrusion érienne de granites leucocrates a été accompagnée de la formation de pegmatites, de greisens et de veines de quartz avec wolfram, molybdénite et beryl ;

- au complexe spécifique de petites intrusions de roches alcalines sont liées les carbonatites pyrochloritiques et les zones de métaux rares des syénites albitisées ;

- enfin au groupe de roches de composition

complexe de la phase Telbessa se rapportent les gisements de minerais de fer du type skarn.

V. LES PROVINCES PROTÉROZOÏQUES.

Les provinces protérozoïques se rapportent aux régions des plates-formes prépaléozoïques du territoire de l'Union soviétique. On peut les considérer comme protérozoïques en se référant au cycle terminal et au développement géologique et métallogénique dans la période antérieure à leur transformation en plate-forme. Ultérieurement, ces provinces ont été parfois affectées par des minéralisations plus tardives. Cependant, bien que ces dernières aient, par endroits, une grande importance pour la métallogénie des plates-formes prépaléozoïques, les provinces de ce genre sont rapportées au Protérozoïque d'après le principe fondamental de la subdivision métallogénique, suivant lequel les provinces sont caractérisées par le dernier cycle du développement géosynclinal. D'après ce principe, la partie méridionale de la plate-forme sibérienne et le bouclier baltique peuvent être pris comme exemples de provinces protérozoïques.

1. *La partie méridionale de la plate-forme sibérienne* a une structure géologique à deux étages. Celle de l'étage inférieur et les gisements correspondants relèvent des cycles archéen et protérozoïque.

Parmi les gneiss, les schistes cristallins, les marbres et les quartzites archéens se trouvent des roches basiques et acides métamorphisées et recristallisées. Leur origine palingène a eu une influence défavorable sur la minéralisation. A ces roches ne sont liées que des pegmatites simples peu intéressantes du point de vue pratique.

Pendant le cycle *protérozoïque*, on note une intrusion de gabbro-norites et une intrusion granitoïde plus tardive et beaucoup plus développée. Jusqu'à présent, on n'a pas découvert de gisements importants liés à l'intrusion principale. Des groupes variés de gisements sont liés aux granitoïdes protérozoïques dans les différentes zones d'extension des roches de l'étage inférieur de la partie méridionale de cette plate-forme. A ces groupes se rapportent des gisements du type skarn de fer et de bore, des pegmatites à micas, des gisements hydrothermaux d'or et de cristal de roche, des manifestations métallifères de plomb, de zinc, de cuivre, de molybdène.

Le magmatisme et la minéralisation de l'époque *mésozoïque*, plus tardive, ayant déjà agi dans des conditions de plate-forme, se sont différemment

développés dans les diverses régions de la province. Pour les parties soulevées et dénudées du socle de la plate-forme, l'intrusion, suivant des cassures de roches alcalines hypabyssales du Mésozoïque supérieur, est caractéristique (Aldan, chaîne de l'Iénisséi, etc.). Y sont liés des gisements hydrothermaux quartzo-aurifères et carbonatitiques de métaux rares. Dans les régions où la surface de la plate-forme se trouve à une certaine profondeur (sous des couches de faible pendage du Paléozoïque inférieur et supérieur), un volcanisme du type « trapp » du Mésozoïque inférieur s'est développé (entre l'Iénisséi et la Léna). Il a été accompagné de la formation de gisements variés, parmi lesquels nous pouvons indiquer : 1) les gisements magmatiques de minerais sulfurés de cuivre et de nickel, 2) les gisements magmatiques de diamants, 3) les gisements de fer du type skarn ou hydrothermal, 4) les gisements hydrothermaux de spath d'Islande, 5) des gisements (que l'on suppose être hydrothermaux) de plomb et de zinc.

2. *Le bouclier baltique.* Dans les limites de la presqu'île de Kola et de la Carélie, l'on connaît des gisements endogènes de l'Archéen et du Protérozoïque, ainsi qu'une minéralisation superposée du cycle hercynien.

Les gisements *archéens* sont peu importants. Ils sont liés au complexe postbatholitique de granitoïdes à microcline et représentés par des pegmatites céramiques, des fahlbandes pyrrhotino-pyritiques avec minerais de cobalt et de nickel ainsi que par de petites veines hydrothermales de quartz avec molybdénite.

Les gisements *protérozoïques* se rapportent aux intrusions ultrabasiques, basiques et acides qui séparent les gros blocs de roches cristallines de l'Archéen. Aux roches ultrabasiques et basiques du Protérozoïque s'associent des gisements magmatiques de minerais sulfureux de cuivre-nickel et titano-magnétites. Aux roches acides de cette ère se rapportent les pegmatites céramiques (avec mica et minéraux de métaux rares), les skarns avec étain, les gisements hydrothermaux de pyrite.

Les intrusions alcalines du cycle *hercynien* ont pénétré par des grands joints tectoniques entre les blocs de roches de l'Archéen et du Protérozoïque en formant une ceinture de direction nord-est. Dans ces intrusions sont concentrés des gisements magmatiques d'apatites et de néphéline, de métaux rares (tantale, niobium), de titano-magnétite et de magnétite, et aussi des pegmatites avec mica, minéraux de métaux rares, carbonates et développements de molybdène, de polymétaux et de fluorine.

Les principales époques de la métallogénèse endogène en U.R.S.S.

1. *L'époque archéenne* est représentée par les gisements de plates-formes prépaléozoïques et des massifs isolés de roches anciennes connus dans les régions plissées de cycles plus tardifs. Les surfaces les plus caractéristiques de ce type sont les boucliers baltique et ukrainien de la plate-forme russe, le bouclier de l'Aldan, le massif de l'Anabar, le soulèvement de l'Iénisséï et la partie du Sajan oriental de la plate-forme sibérienne.

Au cours de la formation des roches magmatiques de l'ère archéenne ont prédominé des processus de paléogénèse extrêmement défavorables à la minéralisation. C'est pourquoi les gisements métamorphogènes du type des quartzites ferri-fères sont caractéristiques de l'Archéen. Parmi les magmatogènes, seules les pegmatites céramiques et parfois les pegmatites à mica ont une certaine importance.

L'époque protérozoïque s'est distinguée par le caractère beaucoup plus varié, bien que spécifique, des gisements. Ceux-ci sont répartis sur les surfaces de développement des complexes archéens, sur le vaste territoire occupé par le complexe plissé baïkalien du Vitim et du Stanovik, enfin sur les vastes étendues de la région plissée de l'Altaï et du Sajan.

A cette époque se dégagent partout des groupes précoces de roches ultra-basiques et basiques et des intrusions plus tardives de roches acides qui se séparent de la phase des granodiorites et de la phase suivante des granites et des alaskites ; pour le Protérozoïque, on n'a pas découvert les petites intrusions correspondant au stade terminal.

Les gisements les plus caractéristiques sont : 1) les gisements liés aux magmas basiques et représentés par des minerais ilménito-magnétiques ainsi que par des formations sulfurées de cuivre et de nickel ; 2) les pegmatites à mica des magmas acides ; 3) les gisements hydrothermaux de pyrite et d'or.

Les gisements de fer, de titane, de nickel (parfois avec cobalt et platine) de cuivre, de vanadium et d'or prédominent à cette époque.

2. *L'époque calédonienne* joue le rôle de phase terminale pour la région plissée de l'Altaï et du Sajan et de phase antécédente pour la métallogénèse hercynienne sur la plus grande partie du Kazakhstan et des zones septentrionales du Tian-Chan ; des gisements endogènes de cette époque sont également connus dans les massifs d'anciens

complexes d'autres régions plissées hercyniennes et plus récentes (Oural, Caucase, province de Transbaïkalio-Primorié).

Dans les provinces calédoniennes, les intrusions basiques du stade précoce sont faiblement développées. Par contre, le sont largement les granitoïdes modérément acides et les granites acides qui les suivent. Les petites intrusions qui terminent les stades du cycle calédonien existent sous forme de plutons hypabyssaux de roches alcalines dans le Sajan oriental où l'époque de leur formation est loin d'être fixée de façon précise et pourrait être beaucoup plus tardive. Pour cette époque sont particulièrement caractéristiques : 1) différents gisements hydrothermaux d'or dans les veines de quartz, les pyrites et les skarns ; 2) les gisements de minerais de fer du type skarn.

A cette époque, on n'a pas constaté d'importants gisements magmatiques³ ou du type greisen, ni de groupes de gisements hydrothermaux de métaux non ferreux et rares, à l'exception peut-être de gisements de quartzo-molybdène et par endroits de quelques autres minerais. Donc seuls les gisements d'or, de fer et en partie de molybdène sont essentiels pour cette époque.

3. *L'époque métallogénique hercynienne* se distingue par l'extraordinaire diversité et la très grande richesse des gisements miniers endogènes qui s'opposent nettement à la minéralisation restreinte des périodes précédentes. Ces gisements sont répandus dans l'Oural, au Kazakhstan, dans la zone de Tom-Kolyvan, dans la partie méridionale du Taïmyr, de l'Asie centrale, ainsi que dans les massifs de roches paléozoïques des régions de plissement méso-cénozoïques.

En corrélation avec la géologie des différentes provinces, on remarque, pour l'époque hercynienne, des intrusions précoces de roches ultra-basiques ayant une puissance plus ou moins grande. Partout peuvent être individualisés un complexe de roches granitoïdes et un complexe postérieur de roches granitiques acides. En plusieurs endroits, on constate la présence de petites intrusions du stade terminal du cycle hercynien.

De l'époque hercynienne, on connaît d'importants gisements magmatiques de chrome, de pla-

3. A l'exception des gisements de titano-magnétites du type Kusinsk dans l'Oural, qui, peut-être, se rapportent aux formations calédoniennes.

tine, et de titano-magnétites liés aux intrusions ultrabasiques et basiques de l'Oural. Les formations du type skarn de minerais de fer, de cuivre, de wolfram et des polymétaux qui s'associent aux granitoïdes de la phase précoce des intrusions acides sont très accusées, ainsi que les gisements pegmatitiques quartzo-greisen de minerais d'étain, de wolfram, de molybdène liés à l'intrusion postérieure de granites et d'alaskites. Partout, la formation de gisements hydrothermaux de polymétaux et de cuivre est liée à de petites intrusions du stade terminal.

En résumé, on trouve de grands gisements de presque tous les métaux : parmi eux, on peut noter des gisements de fer, de titane, de vanadium, de chrome, de cuivre, polymétalliques, de wolfram, de molybdène, d'étain, de bismuth, de cobalt, d'or, de platine, de tantale, de niobium.

Des gisements hercyniens du stade de plate-forme connus dans le bouclier baltique seront examinés plus loin.

4. *L'époque métallogénique mésozoïque* est extraordinairement originale par l'évolution du magmatisme. On y constate une inversion dans la formation des complexes magmatiques abyssaux et des gisements qui y sont liés. Aux stades précoces ont eu lieu de petites intrusions (intrusions prébatholitiques de Kolyma) ; ensuite sont apparues des roches granitiques acides, puis des granitoïdes modérément acides particulièrement nets en Transbaïkalie orientale ; pour l'époque mésozoïque, les roches basiques sont peu développées. Les gisements de cette époque se trouvent dans l'Extrême Nord-Est, au Caucase et dans la province Transbaïkalio-Primorié. Les plus importants sont : 1) les gisements hydrothermaux d'or liés aux petites intrusions précoces et aux granitoïdes les plus tardifs ; 2) les gisements d'étain et de wolfram associés aux roches granitiques acides dans les pegmatites greisen et quartz ; 3) les gisements hydrothermaux et type skarn de minerais polymétalliques, de cuivre, d'arsenic (arsénopyrite), de molybdène, de wolfram, et de barytine qui accompagnent les intrusions de granitoïdes.

Jusqu'à présent, on ne connaît pas de gisements magmatiques mésozoïques ayant une valeur industrielle. Les gisements de cette époque sont des accumulations de métaux, caractéristiques de l'association d'intrusions modérément acides et

acides. Parmi eux, les gisements d'or, de polymétaux, d'arsenic, de molybdène, de wolfram et d'étain sont principalement développés.

5. *L'époque alpine* est caractérisée par les gisements de l'Extrême Nord-Est, de la partie orientale de la province de Transbaïkalio-Primorié, du Caucase, des Carpathes, du Kopet-Dag. Pour elle, on ne peut noter d'évolution nette et générale au cours de la formation des roches éruptives et des gisements endogènes qui y sont liés. On connaît des schémas locaux de la succession de complexes magmatiques de compositions différentes. Dans la plupart des cas, les intrusions de roches basiques ne sont pas accusées, bien qu'elles se développent par endroits (hyperbasites du Sevan au Caucase). Les grandes intrusions de roches acides sont variées, irrégulières et, sans arriver à leur terme, alternent avec de petites intrusions mineures.

Différents gisements hydrothermaux, des gisements du type skarn de fer et polymétalliques sont propres à cette époque : les formations magmatiques et celles du type greisen sont très rares et ne sont pas typiques.

Les gisements de cuivre, de polymétaux, de wolfram, de molybdène, d'étain et de mercure sont plus largement répandus que les autres ; par endroits, les gisements de fer, d'antimoine, d'arsenic, de cobalt et d'or sont importants.

6. *Les époques de la métallogenèse endogène du type de plates-formes* se sont développées sur les plates-formes prépaléozoïques aux époques hercynienne et mésozoïque. Indépendamment du moment de leur action, le magmatisme et la minéralisation dans la période de plate-forme sont extraordinairement semblables et suffisamment spécifiques. On trouve deux complexes de roches éruptives de composition basique et alcaline, contrôlés par de grandes cassures. Aux roches basiques sont liés des gisements magmatiques de minerais principalement sulfurés de cuivre et nickel ainsi que des gisements de diamant, et des gisements de minerai de fer de type skarn et hydrothermaux. Au complexe des roches alcalines de la période de plate-forme sont surtout liées des carbonatites et des albitites particulières, avec accumulations de minerais de tantale, de niobium, de cérium, et aussi des gisements hydrothermaux d'or.

Quelques lois générales de la métallogénèse sur le territoire de l'U. R. S. S.

1. Pour les cycles protérozoïque, calédonien, hercynien, mésozoïque et en partie pour le cycle alpin, on peut distinguer nettement cinq complexes, formés successivement, de roches éruptives et de gisements liés à ces roches :

— au stade géosynclinal se forme (à une échelle plus ou moins grande) le premier complexe de roches ultrabasiques et basiques auxquelles s'associent des gisements magmatiques et du type skarn ;

— pendant la période des principales phases de plissement apparaît le deuxième complexe de grands massifs de granitoïdes modérément acides avec les différents gisements qui l'accompagnent, de type skarn et hydrothermaux, principalement de molybdène et d'or ;

— après cette période (beaucoup plus rarement avant) se forme le troisième complexe de massifs également importants de roches granitiques acides, accompagné de pegmatites, de greisens et de veines de quartz avec étain, wolfram, molybdène, béryl, lithium, etc. ;

— pendant la période de transition du régime géosynclinal au régime de plate-forme, un quatrième complexe se met en place ; ce sont de petites intrusions complexes par leur composition auxquelles se rattachent des gisements hydrothermaux de minerais variés ;

— enfin, déjà au stade de plate-forme peut être formé le cinquième complexe de petites intrusions ou de roches basiques hypabyssales qui souvent s'accompagnent de cheminées d'explosions auxquelles sont liés les gisements originaux cités plus haut.

2. Les intrusions du premier complexe de roches ultra-basiques et basiques sont habituellement liées aux grandes cassures. Les intrusions du deuxième complexe de roches granitoïdes, en règle générale, pénètrent dans les parties bordières des géosynclinaux, sur leurs plates-formes continentales. Les roches du troisième complexe de granitoïdes acides se répartissent habituellement dans les auges géosynclinales le long des soulèvements centraux ultérieurs. Les petites intrusions du stade transitoire se répartissent de nouveau le long des grandes cassures habituellement longitudinalement. Les intrusions hypabyssales de la période de plate-forme se rapportent aux cassures tectoniques locales, souvent transversales. Un contrôle tectonique constant de la répartition des complexes magmatiques conduit

à la répartition spatiale, conformément à la loi de groupes déterminés de gisements endogènes qui souvent s'exprime en une zonalité métallogénique régionale.

3. L'intensité du développement des cinq complexes de roches éruptives cités ci-dessus, et des gisements qui y sont liés, n'est pas la même pour les différentes époques métallogéniques (fig. 2).

Le premier complexe de roches ultra-basiques est assez nettement développé pendant le Protérozoïque, ensuite pendant l'époque calédonienne, et il est le plus important à l'Hercynien, principalement dans le géosynclinal de l'Oural ; à partir du Mésozoïque, la formation des intrusions de ce complexe a fortement diminué. On constate toujours l'intervention du deuxième complexe de granitoïdes pendant les époques protérozoïque, calédonienne, hercynienne, mésozoïque et, en partie, alpine. Le troisième complexe est également nettement développé à toutes ces époques, l'époque alpine exceptée. Le quatrième complexe de petites intrusions ne s'est manifesté sous une forme nette qu'à partir de la période hercynienne et d'une façon particulièrement intense à l'époque alpine.

4. L'irrégularité manifestée dans le développement des complexes magmatiques se retrouve dans celui de la formation des différentes espèces de gisements miniers. Les gisements magmatiques se sont formés jusqu'à la période hercynienne inclusivement et ne se sont pas formés plus tard. Les gisements pegmatitiques se rapportent aux plus anciens cycles par le début de leurs formation, mais jusqu'à l'époque hercynienne, ils ne fournissent surtout que des matières premières pour la céramique et du mica et ce n'est qu'à partir de l'Hercynien que des gisements de métaux rares s'y associent. De même, des gisements du type greisen sont particulièrement notables à l'Hercynien et au Mésozoïque.

Pendant l'Archéen, les gisements hydrothermaux sont absents ; ils sont faiblement développés pendant le Protérozoïque et à l'époque calédonienne. Impétueusement formés pendant l'époque hercynienne, ils ont continué à occuper une situation prédominante pendant les époques métallogéniques mésozoïque et alpine. Les gisements du type skarn, connus à toutes les époques depuis le Protérozoïque, ont été les plus constants.

5. Certaines particularités du développement chronologique des gisements de différents métaux correspondent dans une certaine mesure à la répartition donnée des complexes intrusifs et des types génétiques de gisements magmatogènes. A ce point de vue, l'époque hercynienne occupe une place particulière, caractérisée par un large développement de tous les groupes génétiques des gisements de tous les métaux. Elle est critique pour l'histoire de la métallogénèse endogène sur le territoire de l'U. R. S. S.

En tenant compte de ce qui a été indiqué plus haut, les gisements endogènes peuvent être divisés en six groupes :

— au *premier groupe* se rapportent les métaux dont les gisements se sont formés de façon ininterrompue depuis le Protérozoïque jusqu'à l'époque alpine ; à ces gîtes « continus » appartiennent les gisements de molybdène et d'or ;

— au *deuxième groupe* se rattachent les métaux dont les gisements industriels sont, dans les grandes lignes, connus depuis le Protérozoïque

ÉPOQUE	Complexes de roches éruptives					types génétiques de gisements					Groupes de métaux						
	<i>ultrabasiques et basiques</i>	<i>granitoïdes modérément acides</i>	<i>granitoïdes acides</i>	<i>petites intrusions de période transitoire</i>	<i>petites intrusions de la période plate-forme</i>	<i>magmatiques</i>	<i>scarns</i>	<i>pegmatites</i>	<i>greisens</i>	<i>hydrothermaux</i>	<i>carbonatites et albitites</i>	I toutes périodes	II protéro- zoïques-hercyniens	III hercyniens	IV post calé- doniens	V méso- hercyniens	VI Alpins
												Mo, Au, U	Fe, Ti, Ni	Cr, Pt	Ca, Pb, Zn Sb, Sn	W, Be, Li Ta, Nb, Th	Hg
ALPINE																	
MÉSOZOÏQUE																	
HERCYNIENNE																	
CALÉDONIENNE																	
PROTÉROZOÏQUE																	

FIG. 2. — Intensité du développement des complexes de roches éruptives, de types génétiques des gisements métallifères endogènes des groupes particuliers de métaux pour les différentes époques métallogéniques.

jusqu'à l'Hercynien inclusivement ; y appartiennent des gisements de fer, de titane, de nickel ;

— le *troisième groupe* comprend les métaux dont les gisements sont dans l'essentiel concentrés dans les formations hercyniennes, notamment les gisements de chrome et de platine ;

— dans le *quatrième groupe* se trouvent les métaux dont les gisements se sont formés pendant l'époque hercynienne et toutes les époques suivantes jusqu'à l'époque alpine inclusivement, comprenant des gisements de cuivre, polymétalliques, d'antimoine, d'étain ;

— au *cinquième groupe* se rapportent les gisements de métaux caractéristiques des époques hercynienne et mésozoïque, au nombre desquels se trouvent les gisements de wolfram, de tantale, de niobium et de cerium ;

— dans le *sixième groupe* enfin, on trouve les

gisements particulièrement typiques de l'époque alpine, caractérisés par la présence de mercure.

6. Toutes les provinces métallogéniques de l'Union soviétique, si on les considère dans le plan de cet article, sont polycycliques, c'est-à-dire que, sur leur territoire, des gisements endogènes se rapportent à deux, trois ou plusieurs cycles de développement.

De plus, dans les provinces du deuxième type, les plus nombreuses de notre pays, on remarque une augmentation de l'intensité de la minéralisation postmagmatique vers la fin du cycle, aussi bien dans ses limites que au cours du passage des cycles précoces aux cycles tardifs. En même temps, on observe une réduction en sens contraire de l'activité magmatique.

Donc, on peut formuler une règle suivant laquelle au cours du développement des géosyncli-

naux, et de leur transformation en régions plissées, l'intensité de l'activité intrusive diminue tandis que l'intensité de la métallogenèse post-magmatique augmente, parfois fortement, de façon saccadée.

7. On remarque également une diversité croissante de la minéralisation, à mesure que les gisements passent du stade précoce au stade moyen et, encore davantage, au stade tardif de tous les cycles. Au stade précoce de tout cycle se forment des gisements magmatiques identiques de chromites et de titanomagnétites dans les géosynclinaux et de minerais sulfurés de cuivre et nickel sur les plates-formes. Au stade moyen, se forment des gisements analogues du type skarn de pegmatites et greisen principalement de minerais de wolfram, de molybdène et d'étain. Mais parmi eux, on trouve déjà les traits de la diversité de la minéralisation liée habituellement à la prédominance des gisements de tel ou tel métal dans telle ou telle province. Les gisements du stade tardif sont les plus variés. Le plus souvent, ce sont eux qui déterminent le caractère spécifique de la métallogénie d'une province donnée.

8. La présence de gisements variés de métaux déterminés, donnant l'aspect métallogénique spécifique de chaque province, est caractéristique pour toutes les provinces minières de notre pays. Ces métaux, les plus largement répandus et ayant une importante concentration dans les gisements d'une province donnée, peuvent être appelés *typomorphes*. Jusqu'à maintenant, nous ne connaissons pas encore les causes de cette spécialisation métallogénique de chaque province, mais nous devons en tenir compte.

Quelques géologues, qui ont étudié les gisements endogènes dans différentes zones de l'U. R. S. S., ont accordé une attention spéciale au fait qu'on retrouvait des gisements de mêmes métaux, surtout des métaux typomorphes depuis les époques les plus anciennes de la métallogenèse jusqu'aux plus récentes. Par exemple, ce caractère a été noté par D. I. Shcherbakov [1950] pour le Caucase, par N. A. Beljaevskij [1955] pour l'Extrême-Orient, par E. D. Karpova [1958] pour l'Asie centrale. L'examen des matériaux montre que cette loi du développement héréditaire des gisements typomorphes de métaux a une importance plus large et plus générale. Elle se manifeste d'une façon particulièrement nette sur les territoires présentant une minéralisation jeune mésozoïque et alpine superposée à la surface d'extension de gisements d'époques plus anciennes. Ainsi, par exemple, pour le Caucase,

les gisements typomorphes sont les gisements de cuivre calédoniens (Urup), hercyniens (Kyzyl-Kol), mésozoïques (Alaverdy, Zangezour) et alpins (Kadzharan, Agarak). Des gisements de molybdène sont également calédoniens (Blyb), hercyniens (Beljagidon, etc.), mésozoïques (Tyrny-Auz), alpins (Paragachaj). Au Caucase sont connus des gisements de plomb-zinc hercyniens (Elbrus, Tyzyl) et des formations méso-cénozoïques semblables mais plus jeunes (groupe de Sadonsk) ainsi que du Tertiaire de la Transcaucasie.

Dans la province métallogénique de Transbaïkalio-Primorié, les gisements de plomb sont typomorphes. Dans cette province des gisements d'étain prépaléozoïques et peut-être en partie du Paléozoïque inférieur ont été découverts. Dans l'auréole des granites de Voznesensk on a trouvé des gisements d'étain hercyniens. Les gisements d'étain mésozoïques (Transbaïkalie orientale) ainsi qu'alpins (Mikojanovskoe, Solnechnoe, groupe de Sikhote-Alin) sont largement répandus.

En Extrême Nord-Est, les gisements d'or et d'étain sont typomorphes. Le plus grand nombre des gisements aurifères de cette province est lié à un complexe de petites intrusions jurassique supérieur ; plus tard, bien que de moins grande importance, des gisements aurifères sont cependant connus parmi les groupes de gisements qui sont associés aux granites leucocrates du complexe de Kolyma du Jurassique supérieur, aux granodiorites du complexe d'Okhotsk crétacé et aux jeunes granites alpins du complexe d'Omoukchansk. Pour cette province, deux grandes époques d'une puissante minéralisation stannifère sont bien connues : le Jurassique supérieur greiseno-cassitéritique et le Crétacé supérieur-Tertiaire représenté par des gisements de formation silicato-cassitéritique.

Cette hérédité de la composition des gisements est aussi confirmée dans des provinces métallogéniques plus anciennes. L'Oural, pour lequel les gisements de fer sont les plus typomorphes peut servir d'exemple. Les concentrations de fer dominent tous les processus de la métallogenèse en Oural. Là, de grands gisements d'ilménite-magnétites (Kusinskoe et autres) prépaléozoïques ou plutôt protérozoïques sont connus. Aux stades précoces du cycle hercynien, le fer est lié aux chromites des hyperbasites (Donskoe, Saranovskoe, etc.) et aux titano-magnétites basitiques des intrusions Kotechkanar. Plus tard, au Silurien supérieur-Dévonien inférieur, en liaison avec l'intrusion des granites et syénites à plagioclases, se sont formés des gisements du type skarn avec minéral magnétique (monts Vysokaja, Blagodat, etc.). Encore plus tard, déjà au stade terminal

du cycle hercynien, au cours de l'intrusion des granodiorites et des granites sur le versant oriental de l'Oural, s'est formé le second groupe des plus grands gisements du type skarn avec magnétite (groupes Magnitnaja, Kustanaj). Il est à remarquer que cette saturation en fer de la métallogénèse endogène en Oural correspond à l'abondance des gisements sédimentaires de ce métal connus dans toutes les parties de sa coupe stratigraphique d'ensemble depuis les plus anciens complexes prépaléozoïques jusqu'au Paléogène inclus.

On constate que lorsque les conditions géologiques de minéralisation se répètent dans telle ou telle province, les gisements de métaux typomorphes ne sont pas les seuls à se répéter, leurs types se retrouvent aussi. Voici des gisements qui peuvent servir d'exemples : les gisements protérozoïques et hercyniens, extraordinairement semblables, de titano-magnétites de l'Oural, les gisements calédoniens, hercyniens et mésozoïques de minerais de chalcoppyrite du Caucase, les veines paléozoïques et mésozoïques polymétalliques de cette même province, les gisements en filonnets et inclusions de minerais de cuivre-molybdène calédoniens (Boshchekul) et hercyniens (Kounrad) au Kazakhstan, etc. Dans ces cas, on peut parler du caractère héréditaire non seulement de la composition métallique, mais aussi de la

classe de gisement des métaux typomorphes.

Lorsqu'il y a changement du milieu géologique, les types des gisements diffèrent également, ce qui est souvent le cas. Ainsi, par exemple, parmi les gisements de minerais de molybdène du Caucase sont connues des veines de quartz avec molybdénite, de petites intrusions hydrothermalement modifiées de roches acides avec accumulation de ce même minéral, des formations en filonnets et inclusions de cuivre et molybdène et des skarns à molybdène.

Dans la plupart des cas, on ne peut pas expliquer la répétition de la composition métallique des gisements endogènes par la redéposition, au cours de la formation des jeunes gisements, de la matière minérale d'anciens gisements : en général, les gisements précoces sont habituellement moins importants, et les gisements plus tardifs plus importants ; de plus, les études de la composition isotopique des éléments des minéraux des gisements d'époques métallogéniques différentes (par exemple, composition isotopique du plomb), excluent cet emprunt et cette redéposition de la matière minérale [V. I. Smirnov, 1958]. Une telle redéposition par entraînement de la matière des gisements d'époques anciennes et régénération sous la forme de manifestations métallifères à des époques ultérieures ne peut avoir lieu que dans de rares cas isolés.

Bibliographie.

- AFANASEV G. D. (1958). — Géologie des complexes magmatiques du Caucase septentrional et principaux traits de la minéralisation qui y est liée. *Tr. Inst. geol. rudn. mestorozhd. petrogr., Miner. et Geokhim.*, v. 20.
- BELJAEVSKIJ N. A. (1955). — Le joint structural du Sikhote-Aline occidental. *Dokl. Ak. Nauk. SSSR*, t. 77, n° 6.
- BELIBIN Ju. A. (1940). — Au sujet de l'âge de quelques gisements aurifères de la zone de Kolyma. *Sov. Geol.*, sb. 5-6.
- (1955). — Les provinces métallogéniques et les époques métallogéniques. Moscou, Gosgeolizdat.
- GORZHEVSKIJ D. I. et KOZERENKO V. N. (1956). — Lois de la répartition des zones et ceintures polymétalliques et à métaux rares. *Geol. Sborn. Lvovsk. Geol. o-va*, n° 2-3.
- KARPOVA E. D. (1958). — Les complexes intrusifs et métallifères dans les zones tectoniques du Tien-Chan méridional. *Materialy k 2 a Vses. petrogr. soveskch. Tashkent*.
- MATVEENKO V. G. et SHATALOV E. T. (1958). — Les accidents de rupture par étirement, le magmatisme et la minéralisation du Nord-Est de l'U. R. S. S. *Tr. Komis. Probl. Zakonom. razmeshch. polezn. Izkop. zemnoj kore*, v. 1, Iz-vo AN SSSR.
- NEKHOROSHEV V. P. (1957). — Lois de la répartition des gisements métallifères de l'Altaï. *Sov. Geol.*, sb. 29.
- RADKEVICH E. A. (1956). — Les zones métallogéniques du Primorié et les particularités de leur développement. Géologie de la partie méridionale de l'Extrême-Orient et de la Transbaïkalie. *Tr. Inst. geol. rudn. mestorozhd., petrogr., Miner. Geokhim.*, v. 3.
- SATPAEV K. I. (1957). — Les principales lois de la répartition spatiale des zones de minéralisation endogène au Kazakhstan central. *Sov. Geol.*, sb. 58.
- SEMENOV A. I. (1957). — Principes et méthode de la composition de la carte métallogénique du Kazakhstan oriental. *Ibid.*, sb. 58.
- SMIRNOV V. I. (1944). — Étude de la métallogénie de la Transbaïkalie orientale. Moscou, Gostgeolizdat.
- (1958). — Conditions de la découverte de gisements régénérés. *Tr. Komis. Probl. Zakonom. razmeshch. polezn. Izkop. zemnoj kore*, v. 1, Iz-vo AN SSSR.
- TVALCHRELIDZE G. A. (1957). — Les époques métallogéniques du Caucase. *Sov. Geol.*, sb. 59.

SHCHERBAKOV D. I. (1950). — Les processus métallomagmatiques dans la région du Caucase central. Les ressources naturelles de la RSSA de Severo-Osetinsk. Izd.-vo AN SSSR.

Voir aussi en langue française :

BOGDANOFF A. (1957). — Traits fondamentaux de la tectonique de l'U. R. S. S. *Rev. Géogr. phys. et*

Géol. dyn., 2^e sér., vol. I, fasc. 3, p. 135-166, 15 fig.

LIKHAREV B. K. (1958-1959). — U. R. S. S. *In* Lexique stratigraphique international, vol. II, 4 fasc. et 1 carte. Traduction française par J. ROGER. Paris, Centre national de la recherche scientifique.

Étude hydrogéologique du cours inférieur de la Moselle en France.

Aperçu stratigraphique, tectonique et pétrographique

Résultats des travaux de sondages du barrage d'Apach

par Raymond LAUGIER ¹.

Sommaire. — L'auteur décrit en détail les microfaciès du Grès à *Voltzia* qui présente des couches gréseuses d'une part, dolomitiques d'autre part, toutes deux oolithiques. Des marnes à faciès keuper s'intercalent dans cette série. Les influences marines sont manifestes. Une nappe aquifère minéralisée et un réseau de failles posent des problèmes pratiques difficiles quant à la réalisation du projet.

Large entaille dans les couches du Lias de Metz à Thionville, la vallée de la Moselle se resserre au cours de la traversée du Trias aux environs de Sierck et y encaisse un train de méandres dans un étroit couloir. C'est ce site qui, à la frontière franco-sarro-luxembourgeoise, a été choisi pour la construction d'un barrage et d'un groupe d'écluses dans le cadre des travaux internationaux intéressant la canalisation de la Moselle.

Les grandes lignes de la constitution géologique locale sont explicitées à la fois par la carte géologique de France au 80 000^e (f. n° 37, Sarreguemines), la carte géologique du grand-duché de Luxembourg au 25 000^e (f. n° 2, Remich) et la carte géologique allemande au 25 000^e (f. de Sierck).

Plusieurs îlots de quartzites rapportés aux quartzites du Taunus et datés du Siegenien inférieur jalonnent l'axe anticlinal du Hunsrück dont l'anticlinal de Sierck est le prolongement. Ils n'ont été que partiellement immergés lors de la sédimentation du Grès bigarré qui repose transgressif et légèrement discordant sur eux. Le contact entre les deux formations a été étudié et décrit par Théobald [1932] qui a suivi les travaux d'élargissement de la voie ferrée.

Dans les carrières abandonnées de Rudling sur la rive gauche de la Moselle, dans le village d'Apach autour de l'église et le long de la voie ferrée, il a été établi à plusieurs reprises que le Grès bigarré reposait directement sur les quartzites.

Au-dessus viennent en superposition :

- 6 — les couches du Muschelkalk dolomitique exploitées au Stromberg ;
- 5 — le calcaire à *Encrinus liliiformis* avec ossements de Sauriens que l'on rencontre en place ou à l'état d'éboulis dans les terrasses du Vignoble ;
- 4 — la dolomie à Lingules, difficilement observable au sommet des carrières, fréquente dans les éboulis ;
- 3 — les marnes grises à pseudomorphoses de sel gemme, gypsifères en outre et comme telles exploitées en carrière au Stromberg ;
- 2 — les couches à *Myophoria orbicularis* masquées partout par les éboulis ;
- 1 — le Grès coquillier toujours masqué par des éboulis qui recouvrent aussi une partie du Grès bigarré et s'avancent jusque dans le lit mineur de la Moselle.

Dans un ravinement temporaire, la base de cette subdivision a été jadis repérée par M. Lucius vers la cote 155.

La reconnaissance du sous-sol a progressé en plusieurs étapes :

Une première série de sondages a touché le substratum entre Thionville et Apach en 1954 ; ce dernier a été reconnu par carottage limité. Les prélèvements ont été étudiés en 1958 dans le cadre de nos recherches, au cours de l'inventaire des ressources en matériaux d'origine alluviale du bassin de la Moselle et de ses affluents ². Une autre série de sondages a suivi, effectués à la tarière hélicoïdale. Plus tard, une troisième campagne a été mise en œuvre, suivie par 28 forages au trépan en 1958. A peu près au même moment,

1. Note présentée à la séance du 4 mai 1959.

2. Sous presse.

le lit de la Moselle était exploré par 34 forages à la lance à eau. Le bilan collectif de ces efforts, tentés dans des directions et avec des moyens très divers, est en réalité minime du point de vue géologique.

En vue de l'étude définitive des fondations,

67 sondages carottés ont été mis en place au cours des dernières semaines. Leur surveillance nous a été confiée dans le cadre de la mise à jour permanente du document cité ci-dessus. Ce sont les résultats de leur étude que nous résumons dans la présente communication.

I. Les quartzites.

Ils ont été maintes fois décrits, nous ne reviendrons pas sur leurs caractères distinctifs. On en connaît un affleurement dans le lit même de la Moselle, à l'aplomb de la carrière de gypse du Stromberg.

Le contact entre les quartzites, le Grès bigarré et les alluvions a été précisé par le profil de l'extrémité amont du mur de quai.

L'établissement des isobathes du lit mineur de la Moselle a, de son côté, mis en évidence l'existence d'une arête transversale très étroite, dont le rebord présente vers l'amont une pente à contre-courant variant entre les extrêmes de 5 et 9 %, tandis que vers l'aval la déclivité est de 1,5 à 5 %. A cet endroit, où la roche est visible en période d'étiage, le cours de la Moselle est barré par des rapides.

Les sondages n^{os} 2 bis-1 et 3 ont touché ces quartzites à — 2,00 m et — 2,70 m. Ils émergent nettement à travers la couverture alluviale. A très peu de distance de part et d'autre de ces sondages, les n^{os} 2 bis-2 et 4 bis, foncés respectivement jusqu'à 4,60 m et 10,20 m de profondeur n'ont traversé que du Grès bigarré. Ce fait confirme la morphologie de la barrière rocheuse qui est un étroit éperon surgissant à travers les

sédiments triasiques. Couvert d'une pellicule alluviale du côté de l'amont, il a déterminé un petit remblaiement local à l'aval ainsi qu'en témoigne le profil général du mur de quai (22 sondages en alignement droit sur 1 260 m).

La coupe détaillée du sondage n^o 4 bis montre la permanence des phénomènes d'abrasion littorale dans des couches situées à des niveaux divers et présentant des faciès différents, donc pendant toute la période géologique qui a été marquée par l'enfouissement progressif des quartzites sous les grès.

Sondage n^o 4 bis (144,47 N. G. F.)

0,00-0,40 m	blocs de Muschelkalk et terre végétale
0,40-1,20	marne bariolée rouge solifluée
1,20-2,50	alluvions : apports latéraux roulés
2,50-4,00	alluvions : sables et graviers d'origine vosgienne
4,00-4,70	bloc de Muschelkalk (carottable)
4,70-5,00	brèche de quartzite et de grès cimentés par de la dolomie
5,00-6,80	grès micacé argileux, rouge
6,80-7,00	grès argileux gris et rouge avec gros galets de quartzites anguleux, mais polis
7,00-8,00	marne plastique rouge, petits graviers de quartzite en inclusion
8,00-10,20	grès rouge mal consolidé, fragments de quartzites de taille variable, anguleux et polis.

II. Le Grès bigarré.

D'une façon générale, les auteurs s'accordent à penser que c'est la partie supérieure du Grès bigarré, c'est-à-dire le Grès à *Voltzia* qui se présente à l'affleurement dans le fond des vallées du pays de Sierck. L'étude des carottes a fourni plusieurs excellents exemplaires de *Voltzia heterophylla* Br. (sondages n^{os} 6, 32, 45, 49), *Anomopteris* sp. (sondage n^o 54) et *Equisetites* sp. *arenaceum* Sch. et Moug. probable (sondages n^{os} 45 et 17) dont un remarquable spécimen de 30 cm de long et 8 cm de diamètre, malheureusement perdu en Moselle. Les traces végétales, bois, feuilles, tiges, sont innombrables et dans la majorité des cas indéterminables.

La coupe de terrain la mieux connue jusqu'ici est due à Théobald [1932].

Carrière de Rudling :

8	— grès rouges
7	— dolomie avec fossiles
6	— grès rouge dur
5	— grès blanc à nombreuses traces d'empreintes végétales
4	— marnes
3	— grès dur et rouge : 4 m
2	— marnes gréseuses rouges, grises, gréseuses rouges : 20 cm
1	— grès dur rouge : 2 m

Grâce au matériel exceptionnel dont nous dis-

posons, il semble que l'on puisse aller plus avant dans la connaissance des détails de cette formation dans laquelle nous séparerons trois subdivisions correspondant à autant de microfaciès : les grès proprement dits, les marnes à faciès keuper, les dolomies.

1. LES GRÈS PROPREMENT DITS. — a) *Les grès rouges* : ils sont durs ou friables, plus ou moins grossiers, disposés en masses monolithiques ou subdivisés en une série de couches séparées par des intercalaires de marnes plastiques de même teinte. Quand ils sont cimentés par la dolomie, ils sont alors doués d'une résistance considérable. Si nous les recherchons en sondage d'une façon systématique, c'est parce qu'ils offrent une possibilité d'ancrage qui apporte le maximum de sécurité, mais ils ont aussi l'inconvénient de passer verticalement en transition continue, plus ou moins rapide suivant les cas, à des grès marneux fissiles, des marnes sableuses, des marnes fissiles et enfin à des marnes plastiques.

Nous avons noté des rippelmarks, des terriers d'Annélides (si caractéristiques par leur remplissage hétéroclite) et des niveaux de galets. Ces derniers sont indifféremment répartis à proximité immédiate du massif de quartzites et à des distances quelconques de ce dernier (sondage n° 10). L'examen microscopique confirme que nous avons bien affaire à des galets roulés de grès d'une extrême finesse dont le ciment est ferrugineux ; la rubéfaction est très poussée. La roche encaissante est d'une granulométrie très différente et son ciment dolomitique est cristallisé.

D'une façon générale, les grès rouges ne s'écartent pas du faciès type : grès rouge micacé.

b) *Les grès gris* : par leur teinte et l'abondance de matière végétale carbonneuse qui les fait reconnaître au premier examen, par la présence du mica blanc qui souligne de façon saisissante les détails d'une stratification toujours très fine avec dispositifs entrecroisés et chenaux d'écoulement, ils répondent typiquement à la définition du Grès à *Voltzia*.

Mais les analogies s'arrêtent là ; deux critères négatifs opposent les grès rouges à leurs homologues de teinte grise : l'absence stricte de débris végétaux carbonneux dans les premiers et la présence d'oolithes dolomitiques exclusivement dans les seconds. Aucune exception n'a été constatée jusqu'à présent.

La répartition des oolithes dans le grès peut se ramener aux cas suivants :

— grès parcouru par des bandes horizontales superposées gris foncé, oolithiques, de 1 à 2 cm d'épaisseur,

— couche de grès oolithique gris foncé reposant en biseau apparemment discordant sur le grès normal,

— stratifications entrecroisées soulignées par des alignements d'oolithes,

— oolithes réparties dans toute la masse du grès,

qui répondent à des conditions différentes de dépôt, soit dans des zones où l'agitation est encore intense, soit dans d'autres où la seule pesanteur alimente les dépôts.

Au microscope, on remarquera qu'il s'agit toujours d'un grès, même quand à l'œil nu il semble que la roche soit purement oolithique. Le ciment et les oolithes sont dolomitiques. La constitution des oolithes reflète le caractère clastique du milieu où elles se sont édifiées : leur nucléus est indifféremment représenté par du quartz ou des cristaux de dolomie, souvent les deux minéraux sont associés. Le quartz se retrouve aussi intercalé entre les strates de l'écorce ou inclus dans celle-ci, interrompant plusieurs couches du cortex. Ce dernier compte un nombre élevé de couches pelliculaires régulièrement concentriques de dolomie cryptocristalline. Des recristallisations à disposition radiaire les ramènent à un nombre de strates plus limité.

Il arrive que les grès soient criblés de nodules ressemblant à des galets. Ce sont, en fait, des nodules intraformationnels de dolomie auréolée de pyrite plus ou moins diffuse. On notera encore un amas globuleux d'anatase bleue à éclat métallique et pléochroïsme intense, d'origine détritique.

c) *Les grès bariolés* sont parsemés de taches claires, gris verdâtre, à contours irrégulièrement circulaires, mais nets. Une inclusion carbonneuse se remarque en position à peu près centrale ; celle-ci assure la persistance d'un milieu réducteur, d'une inclusion chimique à activité potentielle au sein d'une roche déjà passablement oxydée, si ce n'est totalement.

Les dimensions des taches semblent indépendantes du volume de matière organique réductrice, aussi peut-on supposer que dans un milieu environnant oxydant, le maintien d'un territoire en milieu réducteur peut se faire par destruction lente de la matière organique par un processus de diffusion des ions efficace dans un certain rayon d'action. Les inclusions dépourvues de réserve carbonée peuvent l'avoir consommée et se trouver à la veille de la phase ultime de leur évolution : disparition de la teinte gris verdâtre par oxydation des ions ferreux qui passent à l'état ferrique.

Cette observation ne peut être généralisée à

des cas multiples de bigarrures vertes dans des grès rouges ; elle n'est valable que pour des prélèvements faits dans des conditions telles que l'on soit à peu près certain que le sédiment est resté à l'abri des influences extérieures, ce qui n'est généralement pas le cas aux affleurements, ni en carrière où l'avancement de l'exploitation a toujours un retard certain sur celui des processus chimiques.

2. LES MARNES. — Des marnes sont intercalées dans les séries gréseuses ; la persistance du mica blanc est le seul signe de leur appartenance au Grès à *Voltzia*. Rouges, grises, vertes, lilas-rose ou bariolées, ce sont des dépôts de faciès keuper, dépourvues toutefois du gypse qui a été rencontré à ce niveau, au cours de travaux de forage à Diekirch.

Leur épaisseur n'est pas réduite à quelques entre-couches, elles tiennent une place plus importante que celle des grès dans plus d'un sondage de la récente campagne où elles accusent une puissance maximale de 3 m. Par imprégnation détritique elles passent aux grès, et à des marnolites par imprégnation dolomitique.

Le sondage n° 10 traverse une succession alternée de grès, marnes rouges et grès gris charbonneux. Des blocs de grès gris sont engagés dans les marnes rouges et leur position ne peut s'expliquer que par un contact accidentel dû au dérangement des couches causé par une faille oblique dont la zone broyée est traversée entre 11,40 et 13,70 m de profondeur. De 13,20 à 13,70 m on recoupe une véritable brèche de faille. Il est curieux de constater qu'au contact des grès les marnes rouges sont devenues vertes et que la zone décolorée par un processus de réduction correspond exactement aux contours de l'inclusion. Cette observation nous autorise à penser que les réactions chimiques, qui sont à la base de la coloration des faciès lagunaires, peuvent dans certains cas être susceptibles de réversibilité.

3. LES DOLOMIES. — La répartition des dolomies est aussi irrégulière que leur épaisseur ; elles ne sont pas disséminées au hasard dans la série étudiée, on ne peut passer des grès aux dolomies que par l'indispensable intermédiaire des marnes à faciès keuper.

Les dolomies sont toujours de teinte grise, jamais rouges, d'une façon générale les dolomies sont des complexes qui comprennent de haut en bas :

- 2 — des marnes vertes à petites taches blanches de 1 à 3 mm

- 4 — des marnes grises à grandes taches blanches ou grises de 1 cm à contenu pulvérulent
3 — des marnes grises à nombreuses druses tapissées de lamelles

Au microscope, on ne distingue que des degrés croissants de la cristallisation de la dolomie. La calcite se concentre dans les druses et s'élimine par dissolution. A ce stade, les cristaux périphériques de dolomie ayant perdu leur ciment, ils se rassemblent sous forme d'une poudre cristalline au centre de la cavité.

- 2 — des dolomies compactes ou criblées de druses, très résistantes au choc, parcourues par des lits d'argile pyriteuse seules traces d'une stratification imprécise.

La présence d'oolithes disposées en lits minces, en amas irréguliers, en biseaux ou disséminées dans toute la masse est leur caractère le plus marquant. En plaque mince, l'abondance du quartz qui représente environ le cinquième de la roche indique la persistance des apports détritiques. Des nodules intraformationnels de dolomie siliceuse paraissent antérieurs à l'arrivée des oolithes dans ce milieu puisqu'elles se répartissent autour d'eux.

Ces dolomies ont subi d'importantes modifications diagenétiques : les nuclei des oolithes sont parfois largement cristallisés, les cortex sont devenus monostrates par le même processus, mais noyau et écorce évoluent séparément chacun pour son propre compte. Les coquilles (qui sont nombreuses) et les Foraminifères sont dolomitisés. L'intensité de la dolomitisation a atteint le stade qui aboutit à la disparition des formes et des structures, à une fantômatisation générale, à un effacement des contours qui s'évanouissent dans les cristallisations du ciment.

- 1 — à l'extrême base, une couche de dolomie très compacte, très dure, à cassure tranchante, exempte de silice clastique résulte d'une précipitation chimique exclusive.

4. PALÉONTOLOGIE. — Les grès rouges ont livré des empreintes trop souvent indéterminables de Lamellibranches. Les grès oolithiques et les dolomies sont riches en coquilles, mais le dégagement est malaisé et la détermination problématique ; toutefois les genres *Myophoria*, *Lingula*, *Mytilus* et *Modiola* sont à citer.

Notons un grand nombre de Foraminifères et de rares entroques qui indiquent manifestement des influences marines toutes proches.

La flore déjà citée caractérise le Grès à *Voltzia*,

TABLE DES MATIÈRES

TOME I, N° 5

	Pages
L. Chauris et B. Paré. — Nouvelles observations dans le district stannifère d'Abba- retz-Nozay (Loire-Atlantique) (1 fig.).....	435
H. Schoeller et P. Pouchan. — Conduite d'une étude hydrogéologique au Gurb- Grayan-l'Hopital (Gironde) (4 fig.).....	439
R. Tilloy. — La prospection pétrolière dans le périmètre de Dammartin (Seine-et- Marne) (3 fig.).....	446
R. Abrard. — Ébauche d'une carte hydrogéologique de la région parisienne.....	450
Cl. Mégnien. — Le karst et la nappe dans la craie turonienne et sénonienne du bassin de la Vanne (Yonne) (3 fig.).....	456
O. Horon, Cl. Mégnien et R. Soyer. — Note sur les Fontaines salées de Saint-Père- sous-Vézelay (Yonne) (3 fig.).....	461
P. Launey et R. Leenhardt. — Les brèches sédimentaires zincifères du Sinémurien du Lot (1 texte-pl., 7 fig.).....	467
L. Feugueur et R. Soyer. — Contrôle géologique des souterrains de la région ouest de la Société nationale des chemins de fer. Méthodes et résultats (5 fig.).....	485
A. Bonte. — Influence des morts-terrains sur l'exploitation des matériaux de con- struction.....	493
A. Ovtracht. — Gîtes de barytine des Corbières (Aude) (1 fig.).....	497
G. Courty. — Contribution à l'étude du minerai de fer de May-sur-Orne (Calvados) (2 texte-pl., 2 fig.).....	500
V. I. Smirnov. — Essai de subdivision métallogénique du territoire de l'U. R. S. S. (2 fig.).....	511
R. Laugier. — Étude hydrogéologique du cours inférieur de la Moselle en France. Aperçu stratigraphique, tectonique et pétrographique. Résultats des travaux de son- dages du barrage d'Apach (2 fig.).....	527
P. Levêque. — Géologie et génie nucléaire (1 fig.).....	535
M. Gottis. — Résultats du sondage Murviel 1 de la Compagnie d'exploration pétrolière. Leur apport à la connaissance tectonique de la région de Montpellier (2 fig.).....	546

La gérante de la Soc. géol. : M. ODIER.

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Publications.

BULLETIN SIGNALÉTIQUE DU C. N. R. S.

BULLETIN BIBLIOGRAPHIQUE MENSUEL

SIGNALANT PAR DE COURTS EXTRAITS CLASSÉS PAR MATIÈRE

TOUS LES TRAVAUX PUBLIÉS DANS LE MONDE.

1^{re} partie : Mathématiques, Astronomie, Physique, Chimie, Science de l'Ingénieur, Sciences de la Terre.

Taux d'abonnement : France, 100 NF. — Étranger, 120 NF.

Abonnement et Vente au Centre de Documentation du C. N. R. S., 16, rue Pierre-Curie, Paris, 5^e.

LEXIQUE STRATIGRAPHIQUE INTERNATIONAL

L'ensemble du lexique comprendra 14 000 p. environ et sera divisé en 6 vol. : Europe, U. R. S. S., Asie, Afrique, Amérique latine, Océanie.

Souscription ouverte au Service des Publications du C. N. R. S., 13, quai Anatole-France, Paris, 7^e.

ANNALES DE GÉOPHYSIQUE

REVUE INTERNATIONALE TRIMESTRIELLE

Taux d'abonnement : 20 NF.

Abonnement et Vente au Service des publications du C. N. R. S., 13, quai Anatole-France, Paris, 7^e.

NOTES BIOSPÉOLOGIQUES

2 FASCICULES PAR AN

Taux d'abonnement : France, 7 NF. — Étranger, 10 NF.

GROUPE FRANÇAIS DES ARGILES

Comptes rendus annuels des réunions d'études, t. X (1958) 10 NF.

Vente au Service des publications du C. N. R. S.

mais cet argument est-il décisif ? Les Équisétinées sont des plantes essentiellement silicicoles et pourraient ne représenter qu'un biofaciès.

Quant à *Voltzia heterophylla*, notre éminent collègue M. Lucius l'a identifié il y a longtemps déjà dans le Muschelkalk moyen ³.

III. Les alluvions.

Il n'y a point de dépôt fluviatile sur la rive gauche où les éboulis de pente s'avancent jusque dans le lit de la Moselle. Une étroite plaine alluviale s'étend en rive droite ; les dépôts mesurent jusqu'à 7 m d'épaisseur, mais les sables et graviers d'origine vosgienne ne dépassent pas 2 m. Leur épaisseur moyenne est de 0,50 m, le reste

est constitué par des limons argileux et de l'argile alluviale. Les apports latéraux de quartzites et de Muschelkalk dolomitique sont importants. En plusieurs points (sondages n^{os} 4, 6, 8, 9, 11, 17) les graviers sont enduits d'un film d'oxydes de fer.

IV. Tectonique.

Les cartes géologiques font état d'une importante faille voisine du pont de Schengen ; elle est pleinement justifiée puisque la dolomie du Stromberg y est abaissée au niveau du fond de la vallée, vis-à-vis du Grès à *Voltzia*, ce qui représente un rejet voisin de 150 m.

L'examen des photographies aériennes confirme les indications des cartes, mais il est permis d'aller plus loin. En amont de la faille principale, des anomalies font supposer qu'un autre système de fractures double en quelque sorte le premier accident.

Le grand nombre de sondages dont nous avons disposé a permis d'établir des profils longitudinaux et transversaux. L'étude des microfaciès et les corrélations entre forages voisins autorise l'interprétation donnée fig. 1 : un système de failles secondaires anastomosées, dont le rejet est de l'ordre du mètre forme le cortège des satellites de l'accident principal et lui est grossièrement parallèle. Il répond exactement aux déductions des photographies aériennes.

V. Faciès d'altération.

Seule l'altération ferrugineuse des grès et dolomies sera envisagée ; elle revêt plusieurs formes :

1) la pyrite est oxydée à quelques centimètres de profondeur de part et d'autre d'une diaclase ouverte.

2) une coloration rouille limitée à une mince bande de sédiment diffuse latéralement dans le grès ; la pénétration préférentielle respecte la stratification et paraît due à des différences de porosité.

3) une coloration rouille peut intéresser le grès dans la masse ; les stades successifs de progression de l'oxydation s'inscrivent sous forme d'auréoles et des îlots de grès ou de dolomie oolithique persistent çà et là en relation directe avec des matières végétales qui constituent une réserve de potentiel réducteur. Quand le grès est totalement oxydé, il est difficile à distinguer du Muschelkalk dolomitique, l'examen microscopique est indispensable.

VI. Hydrologie.

Au cours des travaux de carottage, les sondages n^{os} 26, 27, 33, 40, 52, 54, 55 et 59 ont donné lieu à des émissions d'eau artésienne, le niveau hydrostatique s'élevant jusqu'à 2,50 m au-dessus du niveau du sol.

Les mesures de température, qui n'ont malheureusement pas pu être effectuées de façon

3. Correspondance inédite et communications orales de M. Lucius et J. Ricour.

systématique, accusent une température de 11° C au sondage, la Moselle oscillant le même jour entre 2° et 3° C (février 1959).

Les réseaux de diaclases que nous avons observés, les traces d'oxydation le long de ceux-ci,

les venues artésiennes qui remontent vers la surface par le canal de diaclases ouvertes, divers types d'altération des grès et dolomies sont des aspects divers de la circulation *per ascensum* d'une nappe minéralisée aux abords de la faille.

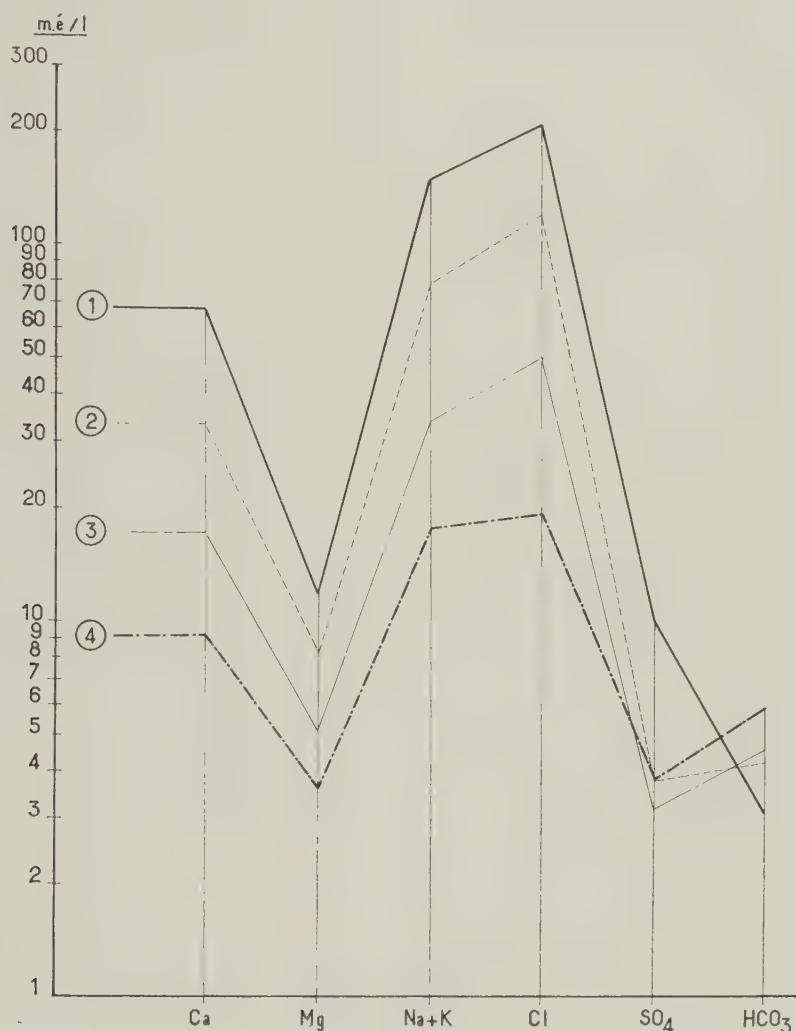


FIG. 2. — Comparaison de la composition des sources minérales de la région de Sierck (Documents Inst. de Rech. hydr., Nancy),

1 : source minérale de Kontz. — 2 : source rive gauche au Luxembourg. — 3 : source gare d'Apach. — 4 : sondage 40.

Comme un grand nombre de diaclases sont colmatées par des dépôts pariétaux liés à la circulation de l'eau, il n'est pas impossible que les traces d'enduits ferrugineux, observés sur les alluvions en plusieurs points, correspondent à d'anciennes émissions sous-alluviales.

La nappe atteinte par les forages s'apparente aux sources minérales voisines par sa température :

Sondage n° 40 : 11° C

Source minérale de Kontz-les-Bains : 12,2° C

Source minérale, gare d'Apach : 11,35° C

Source minérale sur la rive gauche : 10,9° C

et par sa minéralisation formée de chlorure de sodium, sulfate de calcium et de bicarbonates ; elle est donc agressive et dangereuse pour les ciments.

Conclusions.

L'étude des microfaciès a permis de préciser la répartition des oolithes et les passages verticaux du grès aux marnes et aux dolomies. Elle confirme nos idées [Laugier, 1959] sur les caractères du milieu sédimentaire que nous croyons être saumâtre, largement ouvert aux influences marines. Les modalités des passages latéraux restent obscures, mais la poursuite de nos observations lors des terrassements permettra peut-être d'apporter des précisions à ce sujet.

Un problème demeure : dans l'aire de sédimentation luxembourgeoise, les faciès de type germanique passent fréquemment à des faciès littoraux. Le Grès bigarré y est normalement chargé de dolomies, les marnes lagunaires n'y sont pas rares et contiennent même des lentilles de gypse (forage de Diekirch). Bien que la base du Grès coquillier semble être repérée avec une précision suffisante, les caractères micrographiques des couches étudiées se superposent à ceux de ce grès. Des analogies sont troublantes ; le Grès coquillier pourrait se trouver abaissé par failles. S'il existe effectivement des failles convenablement orientées, leur rejet cumulé est très inférieur au rejet minimal qui est de 17 m. Ayant confronté sur le terrain nos observations avec les avis de nos collègues Lucius et Ricour, nous avons admis qu'un doute subsistait et que l'on ne pouvait trancher le débat.

Si l'on adopte la solution *Grès bigarré*, les influences marines signalées à plusieurs reprises dans cet étage, faunes à l'appui, sont confirmées

par la description de faciès oolithiques, l'existence de Foraminifères et d'entroques.

Si l'on adopte la solution *Grès coquillier*, c'est alors le Muschelkalk inférieur qui est transgressif sur les quartzites du Taunus ; cette précision paléogéographique oblige de reconsidérer la cartographie de la région et à revoir les épaisseurs respectives des termes inférieur et moyen du Muschelkalk. Une telle initiative paraît prématurée.

Le réseau de failles secondaires, déduit d'après l'examen des photographies aériennes, est mis en place avec précision. Des anomalies de la topographie sous-alluviale du substratum nous font suspecter certaines cassures d'avoir été le siège de mouvements de faible amplitude au Quaternaire.

Une nappe aquifère douée d'un artésianisme faible et temporaire a été atteinte sous la couverture alluviale. Nous avons pu vérifier qu'il s'agissait bien de remontées d'eau profonde par l'intermédiaire d'un réseau complexe de failles et de diaclases.

La minéralisation de la nappe phréatique s'explique par les apports des affluents de la Moselle qui lessivent un substratum keupérien, et les déversements des sources minérales de Kontz, Sierck et Apach. Une part doit être faite aux émissions sous-alluviales.

Enfin, le taux de la minéralisation totale qui dépasse 15 g au litre, doit faire considérer les eaux comme ayant des propriétés agressives identiques à celles de l'eau de mer, les ciments appropriés seront choisis en conséquence.

Bibliographie.

- LAUGIER R. (1959). — Sur l'existence de sédiments oolithiques dans les dolomies du Trias inférieur de Lorraine. *B. S. G. F.*, (7), I, p. 40-42.
 LUCIUS M. (1948). — Das Gutland (Erläuterungen der

geologischen Spezialkarte Luxemburgs). Publ. Serv. géol. Luxembourg, Bd V.

- THÉOBALD N. (1932). — Le pays de Sierck. *Bull. Soc. Hist. nat. Moselle*, t. IX, 33^e cahier.

Géologie et génie nucléaire

par Paul LÉVÊQUE¹.

Sommaire. — Il n'est question ici que du rôle de la géologie dans les principales phases d'élaboration, de construction et d'exploitation des centres nucléaires. En outre, les différents aspects du problème du stockage et de la dilution des effluents radioactifs sont évoqués en fonction de la participation de la géologie ou de ses disciplines annexes. Cette participation pourrait et devrait être largement accrue.

La contribution de la géologie à la science nucléaire, en général, et aux installations atomiques en particulier s'échelonne tout le long du cycle d'utilisation des matériaux.

Tout d'abord, la prospection des gisements de minerais et l'étude de leur métallogénie en fonction des caractéristiques lithologiques des terrains ont déjà fait, depuis une quinzaine d'années, des progrès considérables qui ont abouti à la découverte et à l'exploitation de gisements de

minerais de Thorium, d'Uranium et de matériaux peu courants entrant dans la technologie des produits fissiles, tels que le Beryllium et le Zirconium.

Nous n'en parlerons pas ici car cette question relève d'une spécialité étroite, et un ouvrage récent de M. Roubault [1958] fait le point à ce sujet.

Il sera question du rôle de la géologie dans les principales phases d'élaboration, de construction et d'exploitation des centres nucléaires.

I. Prospection du site d'installations nucléaires.

La prospection d'un site en vue d'installations de centres d'études ou d'essais, d'installations de réacteurs de puissance, ou de réacteurs plutonigènes, d'usines de traitement de minerais ou de séparation isotopique d'uranium, etc. posent des problèmes qui relèvent en grande partie du domaine de l'application de la géologie au génie civil, en liaison étroite avec la mécanique des sols qui en représente un prolongement déterminant au stade de l'exécution des travaux. Les caractéristiques mécaniques et hydrologiques superficielles et souterraines du site sont les têtes de chapitre habituelles en pareille matière.

1. CARACTÉRISTIQUES MÉCANIQUES DES TERRAINS DE FONDATION DU SITE. — Citons trois exemples :

— La construction d'un ensemble de réacteurs tels que ceux de Marcoule (C. E. A.²) ou de Chinon (E. D. F.³ et C. E. A.), conduit à rechercher des normes élevées pour les terrains de fondation.

La complexité des installations et notamment la présence d'un caisson en béton précontraint de 30 m de longueur et 15 m de diamètre, retenant du CO₂ sous 15 kg/cm² de pression⁴, et d'une chaudronnerie correspondante, reliant le caisson aux soufflantes et aux filtres, impose des conditions de stabilité exceptionnelles, des tassements d'ensemble minimes et des tassements différentiels théoriquement nuls ou négligeables dans le temps⁵. Ainsi, les terrains de fondation de terrasses quaternaires anciennes du Rhône, répondent en grande partie à ces conditions.

Toutefois, la présence des marnes sableuses plaisanciennes sous les alluvions pourrait,

1. Note présentée par M. G. Castany à la séance du 4 mai 1959.

2. C. E. A. : Commissariat à l'énergie atomique.

3. E. D. F. : Électricité de France.

4. Pression plus élevée dans le réacteur E. D. F. 1 de Chinon.

5. L'ensemble du réacteur G 1 de Marcoule a un poids total de quelques 30 000 t, dont une centaine de tonnes d'Uranium. (*Le Génie civil*, t. 134, 1957, n° 19, p. 389-398.)

dans certains cas, représenter un facteur restrictif.

— De même, l'agencement délicat et fragile d'unités de séparations isotopiques, avec leurs cellules où règnent des gradients de pressions et de températures constants, impose des conditions aussi sévères que précédemment pour les terrains de fondation : tassement total ou différentiel nul ou négligeable dans le temps.

— Les « piscines » situées dans le circuit de dégagement des barres d'uranium après irradiation doivent avoir une étanchéité totale pour éviter les fuites d'eaux contaminées vers la nappe, en profondeur ou vers des zones drainantes latérales. Leur revêtement doit être parfait et le terrain de fondation encaissant doit présenter des caractéristiques convenables.

Dans ces trois cas, géologie et mécanique du sol sont étroitement liées et leur part respective dépend des caractéristiques du site.

2. CARACTÉRISTIQUES HYDROLOGIQUES SUPERFICIELLES ET SOUTERRAINES. — Les caractéris-

tiques hydrologiques souterraines importent également au plus haut point.

La présence d'une nappe affectée de variations saisonnières ou accidentelles importantes détermine le choix d'un mode d'ouverture des fouilles des fondations ou des terrassements et peut même faire pencher en faveur de types de fondations diminuant les terrassements en profondeur : pieux ou groupes de pieux, par exemple.

Les caractéristiques de la nappe — ou des nappes — : limites géologiques, gradient, forme des courbes de la surface piézométrique, transmissivité — d'où la perméabilité — peuvent être déterminées au cours de la campagne préliminaire de reconnaissance et les résultats de l'étude sont valables non seulement pour l'établissement des avants-projets, mais aussi pour l'exécution des travaux, pour la surveillance des ouvrages et, en cas d'incident, pour la délimitation des zones susceptibles de contamination à long terme et le choix des remèdes à y apporter. Les relations entre la nappe et la topographie du site peuvent également conditionner l'habitabilité.

II. Exploitation d'un centre nucléaire, d'installations de traitement, etc.

Problème des effluents.

Nous envisagerons le cas le plus important, c'est-à-dire celui d'un réacteur ou d'un groupe de réacteurs de puissance ou de piles plutonigènes.

Auparavant, il paraît indispensable de rappeler quelques données générales sur ce sujet.

Au stade actuel, l'exploitation de la fission de l'Uranium — enrichi ou non de son isotope ^{235}U — se matérialise par la transformation de la chaleur de fission en énergie électrique, par l'intermédiaire de turbines à vapeur, avec un rendement assez faible pour le moment. Les piles plutonigènes servent à la récupération du Plutonium, soit à des fins militaires, soit dans un but économique ⁶.

Dans les deux cas, la fission produite par l'action des neutrons thermiques donne des corps radioactifs dont les masses atomiques sont distribuées suivant la fig. 1, qui indique également la probabilité de formation des différents produits.

La courbe de rendement de fission donne la répartition des éléments radioactifs dont la puissance, les caractéristiques physico-chimiques et le devenir présentent une extrême importance à cause de leur action et de leur toxicité immédiate

ou à long terme dans l'organisme humain [Steinberg et Glendenin, 1955].

Citons parmi les principaux :

— le *Strontium 90* (ou ^{90}Sr), dont la période ⁷ est de 28 ans (5 à 6 % du total des produits de fission).

— le *Césium 137* (ou ^{137}Cs dont la période est de 33 ans (6 à 7 % du total des produits de fission).

— l'*Iode 131* (ou ^{131}I), dont la période est de 8,1 jours (1 à 4 % du total des produits de fission).

— le *Ruthénium 106* (ou ^{106}Ru), dont la période est de 1 an (jusqu'à 4,7 % du total des produits de fission).

Les deux premiers, facilement absorbables par les muqueuses digestives, sont ostéotropes et leurs

6. La technologie du Plutonium est particulièrement délicate et il ne semble pas que son utilisation dans des réacteurs de puissance soit au point, du moins dans l'état actuel des connaissances dans ce domaine.

7. Il s'agit ici de la période — half life — de l'élément. Il y a lieu, dans le domaine de la protection, de considérer la période biologique qui tient compte du métabolisme de l'élément dans l'organisme et celle qui résulte de la combinaison des deux précédentes, donnant la *période effective* [Jammet, 1956, p. 292].

radiations affectent gravement la moelle osseuse, très radiosensible. L'isotope ^{131}I se fixe sur la thyroïde et le Ru agit sur le rein. L'étude des produits de fission a été réalisée par le « Plutonium project » et a abouti à l'établissement d'un tableau résumant leurs propriétés, dressé par

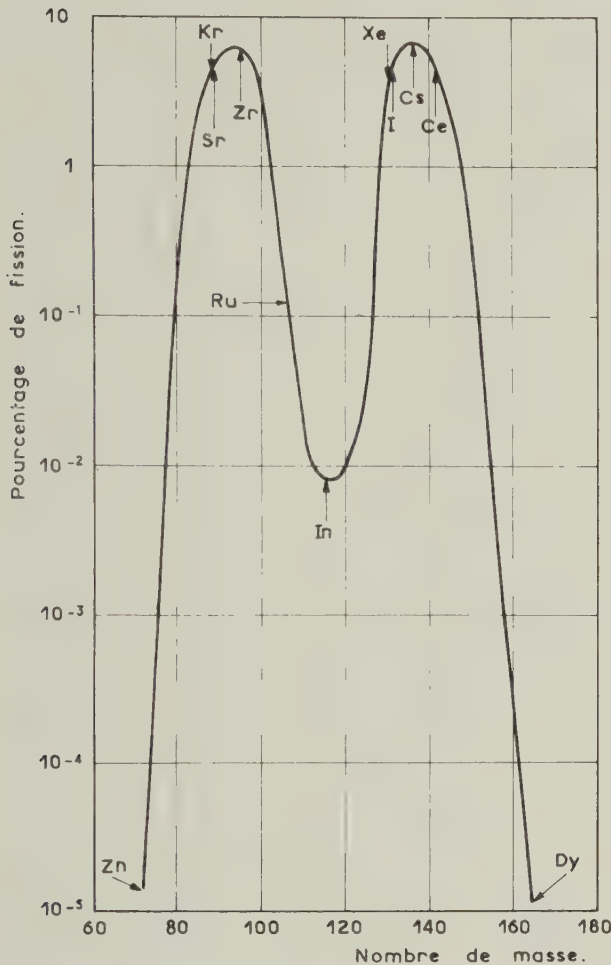


FIG. 1. — Distribution des masses atomiques des produits de fission de l'uranium.

Hamilton et ses collaborateurs⁸. Quant au Pu, émetteur α , peu absorbé par voie digestive, il est fixé sur le squelette par voie pulmonaire.

Le traitement physico-chimique des résidus de fission correspond, du seul point de vue de l'exploitation des réacteurs, à une lourde charge et l'on a évalué que leur activité totale pouvait atteindre un maximum annuel de 10^4 curies⁹, par réacteur [Burns et Glueckauf, 1958 ; voir aussi Cohen, 1956, p. 383].

Or, les normes de concentration maximale admissibles dans l'eau sont, pour les corps cités plus haut, extrêmement faibles [Duhamel, 1958] :

- 10^{-9} g ou 10^{-7} curie de ^{90}Sr par m^3
- 10^{-5} g ou 10^{-3} curie de ^{137}Cs par m^3
- 10^{-10} g ou 10^{-5} curie de ^{131}I par m^3
- 10^{-5} g ou 10^{-1} curie de ^{106}Ru par m^3
- 10^{-5} g ou 10^{-6} curie de Pu par m^3

On conçoit que leur dissémination présente une importance capitale et que les caractéristiques du site doivent être étudiées avec une précision particulière.

En effet, les résidus de fission sont classés en catégories qui prévoient :

- des résidus que l'on peut stocker sans que la radioactivité puisse diffuser au loin : *Classe A*.
- des effluents dont la radioactivité ne peut être confinée et qui doivent être disséminés le mieux possible : *Classe B*.

A partir de cette classification, la dernière conférence de Genève sur l'utilisation pacifique de l'atome (septembre 1958) a permis d'observer deux directions d'efforts qui se retrouvent dans les travaux présentés [Duhamel, 1958] :

- d'une part, assurer un confinement absolu de la radioactivité des résidus stockés ;
- d'autre part, diminuer les effets des rejets radioactifs.

1. CONFINEMENT ABSOLU. — Il paraît possible d'envisager diverses solutions que nous allons rapidement examiner au point de vue géologique.

a) *Stockage dans les terrains secs, en l'absence de toute nappe ou en présence d'une nappe statique ou à acheminement lent.* Les premiers chiffres connus sur l'utilisation de tels procédés aux U.S.A. sont particulièrement éloquentes [Brown et Pearce 1958].

Depuis plusieurs années, les déchets radioactifs liquides évacués dans le sol, à faible profondeur, ont atteint :

- 240 curies β dans $500 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de terrain à Savannah River
- 100 000 curies β dans $26 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ de terrain à Oak Ridge
- $24 \cdot 10^6$ curies β dans $12 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ de terrain à Hanford.

8. Parmi les nombreuses études réalisées sur la toxicologie des isotopes radioactifs, citons les travaux de R. Fabre et P. Blanquet [1958].

9. « On ne connaît jusqu'à présent aucun moyen offrant des garanties de sécurité admises par tous, permettant d'éliminer de grandes quantités de produits radioactifs et d'attendre la mise au point de techniques économiques. Le problème des déchets peut compromettre, à l'avenir, l'approvisionnement mondial en énergie et la science doit s'efforcer de le résoudre » (F. Perrin, 1959).

A Hanford notamment [Saddington et Templeton, 1958] les conditions climatiques et géologiques se prêtent particulièrement bien à l'opération : la pluviosité est de l'ordre de 175 mm et le site a été installé dans une région isolée ; l'infiltration des eaux de pluie dans le sol ne pénètre vraisemblablement pas jusqu'à la nappe dans la zone du site.

L'injection de liquides radioactifs dans le sol est donc possible en grandes quantités, d'autant plus que le niveau de la nappe est situé à une centaine de mètres de profondeur. Les terrains sont formés par des argiles, des limons, des sables et des graviers pléistocènes, et possèdent, dans l'ensemble, une capacité d'échange relativement importante. Ils présentent une perméabilité intéressante.

Ces terrains reposent sur des laves basaltiques et des roches pyroclastiques de la formation basaltique de la Columbia [Brown, Parker et Smith, 1955].

Le déversement de la nappe, après un cheminement de 13 à 16 km, se fait dans la Columbia River qui dilue largement les liquides.

Les observations par puits et piézomètres ont permis d'estimer que les liquides devaient mettre une cinquantaine d'années avant d'arriver à la Columbia River.

Les analyses ont montré que les radio-éléments à longue période : ^{90}Sr et ^{137}Cs sont retenus en grande partie, le premier surtout. Par contre, le Ruthénium est moins bien fixé.

L'influence du pH du sol sur l'adsorption de certains cations a été étudiée de près et on a pu faire les constatations suivantes [Brown et al., 1955 ; Amphlett, 1958] :

- l'adsorption maximale du Sr (95 %) correspond à $\text{pH} = 10$ environ. Pour $\text{pH} = 5,6$, il n'y a que 50 % de produits absorbés ;

- l'adsorption de Ru s'établit, pour un pH de 6 environ, à 95 %. Elle baisse à 67 % entre des pH de 9 à 12 ;

- le Cs est adsorbé de façon continue à 95-99 % pour des $\text{pH} = 4$;

- le Pu est adsorbé à 99-100 % entre des pH de 2 et de 8,7 ;

- l'Iode, comme presque tout les anions, ne subit pas de diminution comparable de concentration : quelques pour cent, seulement.

A Oak Ridge, la fixation se fait dans un schiste argileux local qui présente une capacité d'échange de 22 milliéquivalents environ, valeur assez élevée. On arrive, par agitation des liquides avec ces argiles, en laboratoire, à des fixations de 83 à 95 % pour Sr + Y, et de 50 à 61 % pour Ru + Rh. Par contre, ^{131}I n'est fixé que dans le pourcentage de 3,4 à 5 %.

Le Ruthénium et l'ion NO_3 ont largement diffusé dans les schistes. Six semaines après l'injection, le Cs et le NO_3 étaient décelés dans les sondages à 26 m du lieu d'émission. Puis, à 152 m, du Ruthénium et des nitrates divers ont été retrouvés dans un ruisseau après deux années d'utilisation du puits [Struxness, Morton et Straub, 1955].

En U. R. S. S., les études entreprises sur ce sujet ont conduit à des constatations analogues [Spitsyne, 1958].

L'influence du pH de la solution et des échantillons de sols a donné des résultats nets pour les principaux radio-éléments à longue période. En milieu acide, seuls Zr, Nb et Ce demeurent fixés.

Les essais d'élution d'échantillons contaminés ont été réalisés en laboratoire et sur le terrain. Comme à Hanford, il a été démontré que les nappes en mouvement servaient d'agents contaminateurs jusqu'à des distances importantes, par suite des infiltrations d'eaux de pluies à travers les terrains contaminés et de leur arrivée dans la nappe.

Il apparaît donc possible d'énoncer, comme conditions favorables à un rejet inoffensif dans le sol, celles qui sont réalisées à Hanford :

- sol à grande capacité de fixation, mais perméable (donc à indice de vides important) ;

- nappe — éventuellement — à faible vitesse, logée profondément dans le terrain et cheminant, sans retour intermédiaire à la surface, pendant un temps aussi long que possible ;

- climat semi-aride, à faible pluviosité ;

- actions biologiques nulles ou négligeables dans la zone d'injection des produits.

Il paraît possible d'envisager quelques perfectionnements :

- Dans le cas d'un terrain trop perméable ou n'ayant qu'une capacité de fixation trop faible, l'injection d'argile, suivant des techniques bien connues dans le domaine des travaux hydrauliques et des barrages [Lévêque, 1952, 1954 et 1958], peut à la fois augmenter la capacité de fixation, diminuer la perméabilité, donc la vitesse de percolation — facteur non négligeable influant sur la capacité de fixation — et, éventuellement, isoler des compartiments de terrain, pour lesquels l'étude hydrogéologique laisse subsister des doutes, en réalisant des injections d'étanchement.

Les capacités d'échange des argiles vermiculitiques et montmorillonitiques sont particulièrement intéressantes, les minéraux purs atteignant 150 milliéquivalents [Amphlett, 1958 ; Grim, 1953 ; Kaufman, 1956]¹⁰.

10. On peut ajouter que le pouvoir de décontamination des argiles représente un remède intéressant, quoique difficile sinon

On peut même réaliser, à l'intérieur du terrain perméable saturé d'eau, des « chicanes » de parois d'argile injectée, obligeant l'eau à lécher de larges surfaces d'argile. On injecte en quelque sorte un fixateur à haut rendement dans le terrain.

Les caractéristiques de la nappe et la perméabilité du terrain doivent donc être connues avec précision. En outre, le coulis d'argile injectée doit avoir des propriétés thixotropiques qui résistent, d'une part à la solution d'effluent dans la nappe et aux ions introduits artificiellement, d'autre part, aux caractéristiques chimiques initiales du milieu.

L'analyse minéralogique des éléments argileux des terrains d'un site et la détermination de leur pourcentage et de leur capacité de fixation, sont donc susceptibles d'orienter vers des modes de stockage économiques et sûrs des résidus radioactifs.

b) *Stockage dans des cavités naturelles aménagées.* On pense immédiatement aux cavités correspondant aux phénomènes karstiques.

L'idée paraît *a priori* séduisante : tout d'abord, la nature s'est chargée de faire les terrassements ; ensuite, la sécurité du stockage est à peu près totale devant le facteur de population ; enfin, une couverture suffisante de terrain protège, en général, contre les radiations.

Toutefois, l'utilisateur ne peut guère modifier la forme et la localisation des cavités. D'autre part, certaines conditions peuvent être assez mal réalisées, notamment : l'accès peut être difficile ; il peut exister temporairement ou exceptionnellement des circulations de type karstique ou des infiltrations ; les travaux nécessaires à l'étanchement peuvent être onéreux ; la cavité en question peut se situer à une hauteur insuffisante de la nappe existant presque toujours à la base du système karstique.

En effet, l'étanchéité artificielle des enveloppes des liquides ou des boues radioactives peut subir des défaillances. Si les liquides atteignent la nappe, le circuit de contamination débute.

Des remèdes peuvent être apportés à l'avance à ce risque et notamment l'installation d'écrans de matériaux argileux à forte capacité de fixation.

Quoi qu'il en soit, l'étude géologique, morphologique et hydrodynamique souterraine devra être poussée assez loin, ainsi qu'éventuellement le recensement des poches d'argiles de décalcification, fréquentes dans les bassins de tranquillisation du système.

c) *Stockage dans des forages profonds atteignant des formations géologiques dont l'indice de vide peut être exploité.* La technique envisagée est voisine de celle du stockage de gaz : il s'agit de

trouver une structure fournissant un volume utilisable limité par des couches affectées de variations de faciès lithologique ou par des accidents tectoniques qui en assurent la fermeture étanche.

Le volume utilisable ne correspond d'ailleurs qu'à une fraction du volume des vides, en raison notamment de la contre-pression de l'air provoquée par l'injection des liquides.

En général, la profondeur est très largement suffisante pour absorber toute radiation.

La recherche et l'étude de telles structures est onéreuse, car il convient de s'assurer au maximum contre les migrations à long terme des liquides radioactifs dans des zones d'appel correspondant soit à des nappes d'eau profonde en exploitation, soit à des gisements de pétrole. Ces études ne peuvent donner de renseignements valables qu'après utilisation de la géophysique et l'exécution de nombreux sondages entièrement carottés et exploités en laboratoire et en bureau d'étude.

Les structures étudiées pour la recherche de pétrole et qui se révèlent stériles, ou mieux les gisements épuisés, peuvent convenir pour une première localisation, mais des recherches détaillées sont nécessaires par la suite pour vérifier l'étanchéité du volume à utiliser, surtout dans le cas des structures stériles.

Remarquons que la fixation par le sol, en profondeur, des éléments les plus dangereux représenterait, dans cette méthode, une garantie supplémentaire, et on pourrait imaginer, comme série-type particulièrement favorable, une alternance de marnes très argileuses, à forte capacité de fixation et de bancs de grès ou de sables poreux ou encore de calcaires poreux ou diaclasés qui assureraient la distribution des liquides radioactifs.

Le coût des études nécessaires pour cette solution ne pourrait être justifié que pour des quantités importantes de liquides à stocker. De plus, il serait particulièrement indiqué de trouver de telles structures à proximité du centre de production des radio-éléments, pour éviter ou réduire les sujétions et les transports de produits dangereux.

Enfin, les gisements profonds de sel ont été envisagés comme lieu de stockage en raison de leur stabilité chimique et de l'absence d'eau généralisée, qui leur procure une bonne conservation de leur état physique initial. Les cavités nécessaires au stockage seraient « préfabriquées » par solubilisation de masses de sel, grâce à des inject-

impossible à mettre en œuvre dans certains cas. Dans des exemples précis, la montmorillonite arrive à fixer, par tonne, près de 4,4 curies de ^{90}Sr ou de ^{137}Cs [Amphlett, 1958].

tions d'eau chaude. L'étude préliminaire serait également délicate dans ce cas pour définir de façon certaine les limites du gisement de sel, notamment dans le cas de gisements diapiriques [Theis, 1955].

d) *Stockage dans des sols gelés en permanence.* Cette solution conduirait tout d'abord à transporter les produits sur des distances appréciables.

En admettant cette difficulté résolue, il conviendrait de ne stocker que des effluents dont le dégagement de chaleur ne risque pas de modifier l'état physique du sol.

Une variante consisterait [Philbert, 1959] à larquer des récipients en forme de bombe de 10 kilos à 10 tonnes au-dessus des calottes glaciaires de l'Antarctique ou du Groenland. L'épaisseur de la glace atteint 3 km et la température annuelle moyenne est inférieure à -20°C . Les précipitations continues favoriseraient l'enfoncement des bombes.

Si les bombes pénètrent de 10 m dans la glace, l'enfoncement progressif permet de soustraire les produits aux actions superficielles.

La durée du séjour dans la glace est évaluée à 30 000 ans, avant que l'érosion latérale, due à l'usure des bords de la banquise, ne risque de remettre la bombe au contact de l'eau de mer.

La diffusion, en cas de dommages subis par l'enveloppe de la bombe, serait négligeable.

Enfin, la quantité de chaleur dégagée par les déchets correspondrait à une élévation moyenne de la température de $0,01^{\circ}\text{C}$.

e) *Stockage dans les océans.* Cette solution a suscité et suscite encore de nombreuses et vives controverses. Le risque couru justifie les craintes des océanographes.

Les auteurs favorables au stockage dans les océans émettent l'avis que les matériaux radioactifs pourraient être introduits en profondeur dans les zones calmes et supposées soustraites aux échanges avec les couches supérieures pendant des centaines d'années.

Craig [1958] a calculé qu'avec 300 ans de résidence moyenne dans la couche profonde et un mélange réalisé parfaitement, les 1 000 tonnes de résidus de fission produits par an dans quelques années [Gibrat, 1958] conduiraient à une radioactivité dans la couche superficielle des mers seulement égale à l'activité naturelle actuelle.

Les Russes ne partagent pas cet optimisme et d'après leurs études sur la fosse des Tonga (10 816 m de profondeur maximale) : « l'analyse de la fosse, les conditions hydrologiques et hydrochimiques, le caractère des sédiments, l'existence de la vie aux plus grandes profondeurs et la circulation de l'eau montrent que le mélange

des eaux dans la fosse est rapide... L'immersion de matériaux radioactifs dans les fosses océaniques constituerait un danger réel dans un avenir très proche » (Bogorof et Kreps, 1958, in R. Gibrat [1958]).

On peut estimer, toutefois, qu'un enfoncement de plusieurs dizaines ou même d'une centaine de mètres dans les vases des grands fonds serait suffisant pour mettre les couches superficielles à l'abri de contamination, pour de nombreuses générations à venir. Il resterait à mettre au point un système économique de propulsion dans la vase¹¹ qui, sous une certaine épaisseur, oppose une résistance importante due à la thixotropie [Bourcart et Francis-Bœuf, 1942 ; Bourcart, 1954].

Par ailleurs, les océanographes font observer que la vie est présente même dans les grands fonds et qu'au cours de la descente du bathyscaphe faite au large de Dakar, par 4 000 m de fond, les observateurs ont constaté la présence d'Anémones de mer, de « terriers », d'animaux et d'un Requin de 6 m [Huot, 1956].

2. DIMINUTION DES EFFETS DES REJETS RADIOACTIFS. D'autres facteurs interviennent dans cette méthode.

Dans le cas des gaz, la dispersion est régie par les caractéristiques météorologiques du site. Nous n'en parlerons pas.

Dans le cas des liquides, la dispersion peut se faire dans un fleuve ou un estuaire, un lac ou un étang, ou dans une zone côtière.

Les conditions de dilution sont fonction des caractéristiques hydrodynamiques du milieu. Le mode de dépôt des sédiments argileux et organiques, la répartition bathymétrique et saisonnière des animaux et de la végétation sont, parmi d'autres, les sujets de recherches principaux.

En France, le Commissariat à l'énergie atomique rejette les résidus dans divers milieux [Duhamel, Menoux, Candillon, 1958] : le centre d'Études nucléaires de Saclay rejette dans l'étang artificiel voisin ; le centre de Fontenay-aux-Roses utilise les égouts ; l'usine de traitement de minerai du Bouchet rejette dans la rivière voisine.

Dans ces trois exemples, la dilution n'offre pas de difficulté et l'activité des liquides est extrêmement faible.

Le centre plutonigène de Marcoule a nécessité une étude plus complète. Les liquides sont injectés dans le Rhône par une série de cônes d'aspi-

11. Rappelons que la vitesse limite de chute dans l'eau de mer est atteinte au bout de 20 m environ de parcours.

ration dont l'axe est dirigé parallèlement à la direction du courant. « Le contrôle nécessaire de la dilution finale apprendra beaucoup sur le comportement du fleuve, sur les veines plus ou moins concentrées que l'on pourra faire éclater par un ouvrage approprié, les vitesses de sédimentation, etc. » [Gibrat, 1958].

Le C. E. A. étudie, par ailleurs, les problèmes posés par les concentrations d'eau d'irrigation dues à l'évaporation et à la fixation sélective des éléments radioactifs sur les vases du fleuve ainsi que dans les rizières ¹².

Au grand centre plutonigène de Hanford (U. S. A.), les liquides à faible activité, du type de ceux rejetés par le centre de Marcoule, sont confiés à la rivière Columbia [Davis et coll., 1958]. La répartition des éléments radioactifs y est également suivie de près ¹³.

Le cas des estuaires ne s'est pas encore présenté de façon directe. On peut estimer, toutefois, que le rejet de Marcoule entre dans cette rubrique. De toutes façons, des réacteurs seront placés dans l'avenir au voisinage des côtes et des estuaires. Les rejets y seront toujours à faible activité mais un incident ou un accident survenant à un réacteur ou à un navire à propulsion nucléaire peut provoquer la présence de radioéléments à haute activité. Il est donc nécessaire de connaître le mécanisme des échanges de salinité et, partant, celui de la sédimentation des différents éléments granulométriques et minéralogiques.

Dans la classification des estuaires, le cas du Rhône est bien étudié et entre dans la classe A : le débit de la rivière domine sur celui de la marée. L'eau salée forme un coin vers l'amont. La surface de séparation eau douce-eau salée est nette, assez stable, sauf pendant les crues où elle est poussée vers l'aval et il n'y a pas d'échange notable entre les deux couches d'eau.

L'absence de marée régit en grande partie ces phénomènes qui sont en faveur d'une dispersion au loin, en mer, des troubles colloïdaux d'abord en suspension dans l'eau douce, puis, après floculation par les électrolytes de l'eau de mer, tombant lentement vers le fond, au gré des courants.

Dans les estuaires à marées (classes B, C et D), ces phénomènes sont plus complexes et il est nécessaire d'étudier avec précision le comportement des éléments argileux. Dans le cas de la Gironde, par exemple, les études réalisées par M. L. Glangeaud [1938, 1939, 1941] ont mis en évidence la présence d'un « bouchon vaseux » qui se déplace avec les marées. Ce bouchon maintiendrait pendant longtemps un volume à forte activité, animé

de mouvements de va-et-vient biquotidiens, le long de l'estuaire.

Dans le cas, d'un incident survenant à un navire à propulsion nucléaire (R. Revell et M. B. Schaefer, 1958, in Gibrat [1958]) on a calculé que pour un réacteur de 50 000 watts, fonctionnant depuis un an et en marche pendant la moitié du temps, 10 kg de matière fissile ont été consommés, produisant 10^7 curies. « Si le réacteur est coulé dans un port, par exemple de 15 km de longueur, 5 km de largeur et 15 m de profondeur ¹⁴, et si les produits fissiles sont distribués uniformément, l'eau contiendrait 1/100 de curie par m³, donnant une dose de radiation de 0,5 roentgen par jour à la surface » [Gibrat, 1958].

Or, la dilution ne serait certainement pas uniforme et les vases, au même titre que les Algues et divers organismes, provoqueraient de fortes concentrations locales dans l'eau. On conçoit dès lors l'importance capitale des études sédimentologiques analogues à celles de M. L. Glangeaud dans l'estuaire de la Gironde, surtout si l'on tient compte du temps variable qu'une particule radioactive mettra pour atteindre la mer et s'y diluer ¹⁵.

Il resterait à traiter la dispersion en mer. Des essais très poussés qui ont duré 5 à 6 années ont été réalisés par les Anglais le long des côtes du Dorset pour le nouveau site de Winfrith Heath et le long des côtes du Cumberland pour Windscale, avec, dans ce dernier cas, une décharge par conduite de 3 km en mer [Seligman et al., 1955].

Le résultat des observations a montré que les Algues dont certaines sont comestibles ¹⁶, fixaient les limites de décharges admissibles et non les concentrations relevées dans les sables, les boues ou les matières en suspension, comme on aurait pu s'y attendre.

Les chiffres de déversement sont de 20 000 curies par mois pour Windscale avec espoir d'at-

12. Le canal d'irrigation de la Compagnie nationale d'aménagement du Bas-Rhône et du Languedoc (C. N. A. B. R. L.) qui doit irriguer une très vaste région vers l'W prélève l'eau en aval d'Arles. Bien que les éléments argileux soient abondants dans le fleuve, entre Marcoule et la prise du canal, on entrevoit l'importance d'un déversement dans le Rhône. Les activités rejetées sont, rappelons-le, très faibles et largement inférieures aux normes.

13. Notamment, la concentration dans les Poissons, qui peut atteindre plusieurs milliers de fois celle de l'eau, pose des problèmes graves.

14. Ces données sont valables — en ordre de grandeur — pour les ports français : Bordeaux, Nantes, Rouen.

15. De quelques jours à 7-8 mois, suivant le débit de la Garonne et de la Dordogne, pour l'estuaire de la Gironde.

16. *Porphyra umbilicalis* notamment.

teindre 100 000. Sur les côtes du Dorset, l'activité ne dépasserait pas 25 000 curies par mois [Bowles, 1958 ; Dunster, 1958].

Dans ces méthodes de dilution des effluents, la sédimentologie joue donc un rôle de premier plan.

III. Cas d'un incident dans un réacteur. — Bombes atomiques.

Dans le cas d'un incident survenant à un réacteur en cours de fonctionnement, il se crée une quantité de produits de fission qui, échappant en grande partie au contrôle, peuvent être disséminés sur de larges surfaces. L'étendue, la forme et la localisation de la surface contaminée sont fonction, principalement, des conditions météorologiques.

Ainsi, le 21 août 1945 et le 21 mai 1946 des accidents se sont produits au laboratoire scientifique de Los Alamos et ont atteint dix personnes dont deux mortellement ¹⁷.

L'un des derniers incidents a été celui de Windscale. Il s'est produit sur la pile n° 1 du centre, le 10 octobre 1957 [Dunster, Howells et Templeton, 1958] ¹⁸.

Ses principaux effets, en dehors des dommages subis par le réacteur et dans le domaine qui nous intéresse, sont résumés dans ce qui suit.

A 5 h 40, le 10 octobre, le compteur d'activité de la cheminée de la pile signalait un net accroissement de la radioactivité et, dans la matinée du 11 octobre, la contamination de l'air atteignait un niveau dangereux. Peu après midi, cette activité tombait rapidement.

De grandes quantités de produits de fission ont été expulsés, à la suite de ventilations énergiques, par la cheminée de refroidissement. En outre, de l'eau a été injectée dans le foyer d'incendie, aggravant encore l'expulsion des résidus radioactifs.

Des examens biologiques furent réalisés dans les journées qui suivirent. La concentration en ¹³¹I fut examinée sur le personnel (thyroïde), ainsi que la concentration en ⁸⁹Sr, ⁹⁰Sr et en Césium. Les doses ne dépassaient pas le niveau dangereux.

Pendant toute la durée de l'accident et au cours des jours suivants, le vent tourna sensiblement au NE, au NNE, puis au NW et au NNW. Enfin, un peu plus tard, il souffla vers le SW. Par ailleurs une inversion du gradient des températures se produisait au-dessus du site accidenté, si bien que la direction des vents au-dessus du niveau d'inversion peut ne pas avoir été la même que celle des vents soufflant au-dessous.

Ce fait est important car ces conditions météorologiques ont déterminé la forme et l'ampleur de la zone contaminée.

En quelques points particuliers, des mesures décelaient, vers 15 h, une valeur de la radioactivité de l'air atteignant un niveau dix fois plus élevé que celui admis par les normes pour une respiration normale et continentale.

Le 11 octobre, les premières analyses portant sur les échantillons de lait montraient que la proportion de ¹³¹I était bien plus grande que n'auraient dû la provoquer les produits de fission normaux. Le dépôt de ¹³¹I sur les pâturages voisins était passé dans les animaux et rapidement sécrété dans le lait.

Dans un rayon de 2 miles autour de Windscale, tout le lait dut être interdit à la consommation. Les jours suivants, il fallut étendre les restrictions jusqu'à une bande côtière mesurant 30 miles de longueur sur 10 miles de large au S et 6 au N. Les pêcheries, elle-mêmes, furent atteintes.

En ce qui concerne le ⁸⁹Sr, le ⁹⁰Sr et le Césium, les analyses ne constatèrent aucun accroissement dangereux sur les herbes et, en général, sur les terrains environnants.

Nous ne connaissons pas les conditions géologiques et hydrogéologiques qui caractérisent le site de Windscale, mais si un pareil incident se produisait ¹⁹ au site de Marcoule, par exemple, il est bien évident que la connaissance des caractéristiques hydrologiques superficielles et souterraines prendrait une signification capitale, ainsi que la connaissance des capacités de fixation des différents terrains du site.

Quoi qu'il en soit, il semble intéressant de retenir que dans le cas de Windscale, par suite de la rotation des vents qui ont soufflé pendant l'accident, 800 km² environ ont été touchés par les nuages radioactifs contenant ¹³¹I.

Même si les normes limites n'ont pas été atteintes dans toute cette superficie, on conçoit

17. Ces accidents se sont produits au cours d'un essai de détermination de la masse critique d'un matériau fissionnable nécessaire pour obtenir une réaction en chaîne. La publication relatant ces incidents est contrôlée par l'Atomic Energy Commission.

18. L'incident a eu lieu au cours d'une opération, dite du « recuit du graphite, par suite de l'effet Wigner ». Plusieurs cartouches d'Uranium, remises en service trop tôt après l'opération, se sont oxydées, provoquant un foyer d'incendie dans le réacteur.

19. D'après des avis autorisés, un tel type d'incident ne peut se produire dans les réacteurs français.

l'intérêt d'une préparation soignée des éléments d'information autour d'un site.

Il nous reste enfin à traiter, de façon évidemment très générale, le cas de l'explosion d'une bombe atomique dans un secteur donné.

La première explosion atomique expérimentale eut lieu le 16 janvier 1945 à Alamogordo (U. S. A.). Le 6 août 1945, une bombe à l'Uranium 235 détruisait Hiroshima et le 9 août 1945, une deuxième bombe au Plutonium 239 détruisait Nagasaki, mettant fin à la deuxième guerre mondiale.

Les deux dernières explosions au-dessus des villes japonaises ont donné lieu à de nombreuses études dont certains résultats ont été publiés dans la grande presse.

Bien que les dégâts directs causés par de telles bombes soient difficilement chiffrables²⁰, il n'est pas impensable de prévoir certaines précautions d'ordre général à prendre en dehors de la zone de destruction totale.

Les spécialistes ne s'accordent pas toujours pour fixer le rayon de cette zone de destruction totale, mais il semble qu'un chiffre de l'ordre de 5 km corresponde à un engin de type courant²¹. Donc, à l'intérieur d'un cercle de quelque 5 km de rayon, la zone irradiée est maximale, la concentration en produits de fission et en produits fissiles est très forte, surtout si la bombe a éclaté un peu au-dessus du sol²². Quelles que soient les conditions météorologiques, qui n'ont d'ailleurs d'influence que sur les nuages radioactifs en altitude, puisque le dégagement de chaleur crée une aspiration intense, la seule contamination par l'explosion proprement dite va créer une zone à radioactivité considérable, représentant une source de contaminations secondaires qui risquent d'atteindre des zones voisines épargnées.

En premier lieu, pour sauvegarder les réserves d'eau potable non contaminée, situées à proximité du point de chute, il sera nécessaire de faire rapidement le point des données générales régissant la circulation des nappes dans ces zones, et, le cas échéant, de tenter d'isoler ces nappes des vecteurs contaminants.

Dans un tel cas, la création de réserves d'eau peut conduire à des travaux importants d'isolement que l'on ne voit guère réalisables autrement que par des injections rapides et aussi écono-

miques que possible, c'est-à-dire par l'argile.

Il conviendra, par exemple, de tenter d'isoler certaines nappes des cours d'eau charriant des débris radioactifs, d'interdire des infiltrations dans des zones à percolation rapide.

Il est vraisemblable que la demande en eau non contaminée sera importante et impérieuse, et que le problème des eaux usées, et forcément contaminées, se posera de façon aiguë. Le géologue... survivant pourra, si les circonstances matérielles et psychologiques le lui permettent, guider ces évacuations vers des lieux où la contamination n'aura pas de conséquences graves ou bien ne s'étendra pas trop rapidement.

Il resterait d'autres problèmes à traiter dans un pareil cas, concernant le seul domaine géologique, mais les caractéristiques initiales de la zone correspondant au point de chute, ainsi que la nature et l'altitude de l'explosion de l'engin constituent autant de cas d'espèces à résoudre dans les quelques heures suivant la catastrophe.

*
* *

En conclusion de ce rapide passage en revue des relations entre la géologie et le génie nucléaire, il semble possible d'envisager une aide accrue de cette science à la résolution des problèmes posés par les disciplines relevant de l'exploitation de l'atome.

Certaines rubriques traitées ici sortent quelque peu du domaine traditionnel de la géologie, et l'auteur s'en excuse.

Il n'en reste pas moins que les problèmes posés par la construction de réacteurs et d'usines traitant la radioactivité et par le stockage et la dissémination des effluents radioactifs ne pourront, dans de nombreux cas, se passer, sans dommages, des services des géologues.

20. Surtout avec l'« amélioration » des engins les plus récents et notamment de la bombe à Hydrogène.

21. Les engins tirés par l'artillerie atomique, dite tactique, correspondraient à une puissance de l'ordre des 2/3 ou des 4/5 de celle des bombes lancées sur le Japon.

22. On considère que 1/10 environ du poids d'Uranium est « brûlé » dans la bombe. Il reste donc du matériau fissile en grande quantité, qui est disséminé au même titre que les produits de fission.

Bibliographie.

- AMPHLETT C. B. (1958). — Les échanges ioniques dans les argiles. *Endeavour*, vol. XVII, n° 67 (Bibl. et tabl.).
- BOGOROF et KREPS (1958). — Concerning the possibility of disposing of radioactive waste in ocean tranches. 2^e *Confér. intern. Genève*, 1958 : « L'atome pour la paix », sess. D-19-P/2058.
- BOURCART J. (1954). — Les vases de la Méditerranée et leur mécanisme de dépôt. *Deep-sea Res.*, vol. I, p. 126-130.
- BOURCART J. et FRANCIS-BŒUF C. (1942). — La vase. Paris, Hermann et C^{ie}.
- BOWLES P. (1958). — Sea disposal of low activity effluent. 2^e *Confér. intern. Genève*, 1958 : « L'atome pour la paix », sess. D-19-P/296.
- BROWN R. E., PARKER H. M. et SMITH J. M. (1955). — Décharge terrestre de déchets liquides. *Actes Confér. intern. Genève*, 1955 : « L'utilisation de l'Énergie atomique à des fins pacifiques », P/565, vol. IX, p. 763-769.
- BROWN R. E. et PEARCE D. V. (1958). — Expérience acquise dans le rejet au sol des déchets radioactifs. 2^e *Confér. intern. Genève*, 1958 : « L'atome pour la paix », comm. P/1767.
- BURNS R. H. et GLUECKAUF E. (1958). — Mise au point d'un programme autonome de traitement des effluents de faible activité. *Ibid.*, sess. D-19-P/308.
- COHEN P. (1956). — Problèmes posés par les résidus radioactifs (Centre d'Études nucléaires de Saclay). Paris, Publ. C. E. A. et Pergamon-Press France.
- CRAIG (1958). — Critical evaluation of radiocarbon techniques for determining mixing rates in the oceans and the atmosphere. 2^e *Confér. intern. Genève*, 1958 : « L'atome pour la paix », P/1979.
- DAVIS J. J. et collab. (1958). — Radioactive materials in aquatic and terrestrial organism exposed to reactor effluent water. *Ibid.*, P/398.
- DUHAMEL F. (1958). — L'évacuation des résidus radioactifs. *Énergie nucl.*, vol. 2, n° 4, p. 427-434 (Bibl. et tabl.).
- DUHAMEL F., MENOUX et CANDILLON (1958). — Problème du rejet des résidus radioactifs liquides au C. E. A. Traitements aboutissant à des rejets en rivière. 2^e *Confér. intern. Genève*, 1958 : « L'atome pour la paix », sess. D-19-P/1175.
- DUNSTER H. J. (1955). — Décharge des déchets radioactifs dans la mer d'Irlande. 2^e partie : Estimations préliminaires des marges de sécurité pour les quantités journalières d'effluents radioactifs déversés dans la mer. *Actes Confér. intern. Genève*, 1955 : « L'utilisation de l'Énergie atomique à des fins pacifiques », P/419, vol. IX, p. 809-813.
- DUNSTER H. J. (1958). — The disposal of radioactive liquid waste into coastal waters. 2^e *Conf. intern. Genève*, 1958 : « L'atome pour la paix », sess. D-19-P/297.
- DUNSTER H. J., HOWELLS H. et TEMPLETON W. L. (1958). — Conséquences régionales de l'incident de Windscale en octobre 1957. *Ibid.*, P/316.
- FABRE R. et BLANQUET P. (1958). — Toxicologie des radio-éléments. *Rev. Enseign. sup.*
- FAIR D. R. R. et McLEAN A. S. (1955). — Décharge des déchets radioactifs dans la mer. 3^e partie : Évacuation expérimentale d'effluents radioactifs. *Actes Confér. intern. Genève*, 1955 : « L'utilisation de l'Énergie atomique à des fins pacifiques », P/420, vol. IX, p. 814-815.
- GIBRAT R. (1958). — Les Congrès de Genève « L'atome pour la paix » (sept. 1958) et l'hydrodynamique. *Mém. et Trav. Soc. hydrotechn. France*, vol. II.
- GLANGEAUD L. (1938). — Transport et sédimentation dans l'estuaire et à l'embouchure de la Gironde. *B. S. G. F.*, (5), VIII, p. 599-631.
- (1939). — Les mouvements des sédiments et la formation des bancs, seuils et mouilles dans l'estuaire de la Gironde. *Congr. intern. Union géod. et géoph.*, Washington, Comm. de Potamologie, quest. 3, rapp. 6.
- (1941). — Sur la formation et la répartition des faciès vaseux dans les estuaires. *C. R. Ac. Sc.*, t. 213, p. 1022-1024.
- GLANGEAUD L. et BONNICHON Y. (1939). — Sur les causes dynamiques des variations de la turbidité et du débit solide dans la Garonne maritime et la Gironde au cours des marées. *Ibid.*, t. 208, p. 1072-1074.
- GRIM R. E. (1953). — Clay mineralogy. New York, McGraw Hill.
- HAMILTON et collab. (1944). — « Plutonium project ». The metabolic properties of fission products and actinides elements. A. E. C. D. 1012. U. S. Atomic Energy Commission (Declassified).
- HUOT (1956). — Two and half miles down. *Natur. Geogr. Mag.*, n° 106, p. 80-86.
- JAMMET F. (1956). — Danger des radiations dans le domaine public (Centre d'Études nucléaires de Saclay). Paris, Publ. C. E. A. et Pergamon-Press France.
- KAUFMAN W. J. (1956). — Technical informations. Div. Rep. Oak Ridge, 7517-207.
- LEVÊQUE P. (1952). — Géologie appliquée aux grands travaux du Maroc. Fasc. I. Les aménagements de l'Oued El Abid. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 98, 165 p.
- (1954). — *Id.* Fasc. II. Étude de quelques emplacements de barrage. *Ibid.*, n° 98, 184 p.
- (1957). — Contribution à l'étude du cheminement de divers coulis d'injection. *B. S. G. F.* (6), VII, p. 1025-1034.
- PHILBERT B. (1959). — Stockage des déchets atomiques dans les calottes glaciaires de la terre. *C. R. Ac. Sc.*, t. 248, p. 2090-2092.
- RENN C. E. (1955). — L'immersion des déchets radioactifs. *Actes Confér. intern. Genève*, 1955 : « L'utilisation de l'Énergie atomique à des fins pacifiques », P/569, vol. IX, p. 816-821.
- REVELLE R. et SCHAEFFER M. B. (1958). — Oceanic research needed for safe disposal of radioactive wastes at sea. 2^e *Confér. intern. Genève*, 1958 : « L'atome pour la paix », P/2431.
- ROUBAULT M. (1958). — Géologie de l'Uranium. Paris, Masson, 462 p.
- SADDINGTON K. et TEMPLETON W. L. (1958). — Disposal of radioactive waste. Londres, George Newness Ltd.

- SELIGMAN H. (1955). — Décharge des déchets radioactifs dans la mer d'Irlande. 1^{re} partie : Premières expériences portant sur l'étude du mouvement et de la dilution d'une matière colorante déversée dans la mer. *Actes Confér. intern. Genève*, 1955 : « L'utilisation de l'Énergie atomique à des fins pacifiques », P/418, vol. IX, p. 797-808.
- SPITSYNE V. I. (1958). — Étude de la migration des radio-éléments dans le sol. 2^e *Confér. intern. Genève*, 1958 : « L'atome pour la paix », P/2207.
- STEINBERG E. P. et GLENDENIN L. E. (1955). — Études radiochimiques du mécanisme de fission. *Actes Confér. intern. Genève*, 1955 : « L'utilisation de l'Énergie atomique à des fins pacifiques », P/614, vol. VII, p. 3 (tabl. et bibl.).
- STRUXNESS E. G., MORTON R. J. et STRAUB C. P. (1955). — Enfouissement dans des puits de déchets liquides fortement radioactifs. *Ibid.*, P/554, vol. IX, p. 780-787.
- THEIS C. V. (1955). — Problèmes relatifs à l'enfouissement des déchets nucléaires. *Ibid.*, P/564, vol. IX, p. 774-779.

Observations.

P. ROUTHIER demande à M. Castany pour quel organisme travaille l'auteur de la note et si M. Levêque a procédé lui-même à des mesures. M. Castany répond que cette étude consiste essentiellement en une revue bibliographique effectuée au sein du B. R. G. G. M. P. Routhier

souligne que, si cette étude a été entreprise, c'est en tout cas que le besoin s'en faisait sentir. Pour sa part il estime qu'en ce domaine mieux vaut être un peu trop alarmiste et il se réjouit que la Société géologique de France assure une diffusion à des conclusions aussi importantes.

Résultats du sondage Murviel 1

de la Compagnie d'exploration pétrolière.

Leur apport à la connaissance tectonique de la région de Montpellier¹

par Maurice GOTTIS².

Sommaire. — Un sondage a été exécuté durant l'année 1958 par la Compagnie d'exploration pétrolière au cœur de la zone anticlinoriale connue sous le nom de « pli de Montpellier » et développée au N et au NW de cette ville. La coupe des terrains traversés au cours du forage permet d'évaluer à plusieurs kilomètres la valeur du déplacement vers le Nord subi par le chaînon jurassique. D'autres informations ont été acquises au cours de sondages plus anciens : Gardiole I et et Castelnaud III. La comparaison du contexte structural (Gardiole — fosse de Montbazin — pli de Montpellier) et des phénomènes tectoniques connus en bordure des Cévennes incite à considérer l'ensemble structural précité comme résultant du glissement vers le Nord, durant l'Éocène terminal, d'un même élément de couverture dont l'inclinaison pouvait atteindre 25° N.

La région montpelliéraine, entre les méridiens de Sète et de Lunel, est parcourue de chaînons jurassiques allongés approximativement E-W. L'aridité de ces reliefs contraste avec la nature fertile des zones déprimées développées entre eux. Ces petits massifs correspondent à des structures anticlinales ou anticlinoriales présentant chacune un style particulier.

Les hauteurs de La Gardiole, dominant la plaine littorale, constituent le plus méridional de ces chaînons. Sorte d'îlot calcaire, long d'une vingtaine de kilomètres, émergeant des terres cultivées, sous forme d'un étroit plateau timidement disséqué par un ruissellement que le développement du phénomène karstique rend inopérant, La Gardiole apparaît, dès l'abord, comme un horst. Un système de failles de direction ENE-WSW a détaché cette région d'un pays paraissant affecté de vastes et régulières ondulations orientées NNE-SSW permettant ainsi l'observation d'une tranche de ce domaine, incisée obliquement à l'allongement de ses éléments structuraux.

Depuis la banlieue nord de Montpellier jusqu'à l'W de Villeveyrac, en bordure de la vallée de l'Hérault, se développe une autre « garrigue », de morphologie également subtabulaire : le causse d'Aumelas. L'aridité de ce domaine n'est accidentellement interrompue qu'en deux points relativement peu distants : une boutonnière anticlinale creusée aux environs de Murviel-les-

Montpellier dans les marnes du Lias supérieur, et le remblaiement d'une vallée antémioène entre Saint-Georges d'Orques et Montpellier.

Connue des géologues locaux sous le nom de pli de Montpellier, cette contrée est, comme La Gardiole, presque exclusivement jurassique. Les assises néocomiennes s'éliminent, en effet, vers l'Ouest par troncature sous les assises continentales du Crétacé terminal et du Tertiaire selon le méridien de Montpellier.

En réalité, ce vocable « pli de Montpellier » intéresse un ensemble structural complexe constitué d'un faisceau arqué de plis divergeants vers l'Ouest-Sud-Ouest. Vers l'Est-Nord-Est. La convergence de ces plis les amène à culminer dans le dôme de Murviel. Plus à l'Est encore, ils se résolvent en une bande d'écaillés orientées E-W. La dissymétrie de cet édifice se traduit par celle qui affecte progressivement ses éléments en direction de la partie la plus externe du faisceau arqué, c'est-à-dire vers le Nord-Ouest. Elle se manifeste également par l'exaltation successive des crêtes axiales dans cette même direction, ainsi que le long de leur allongement, vers l'Est, en direction de Murviel. Le bord septentrional du

1. Note publiée avec l'accord de la direction de la Compagnie d'Exploration pétrolière (C. E. P.).

2. Note présentée à la séance du 4 mai 1959.

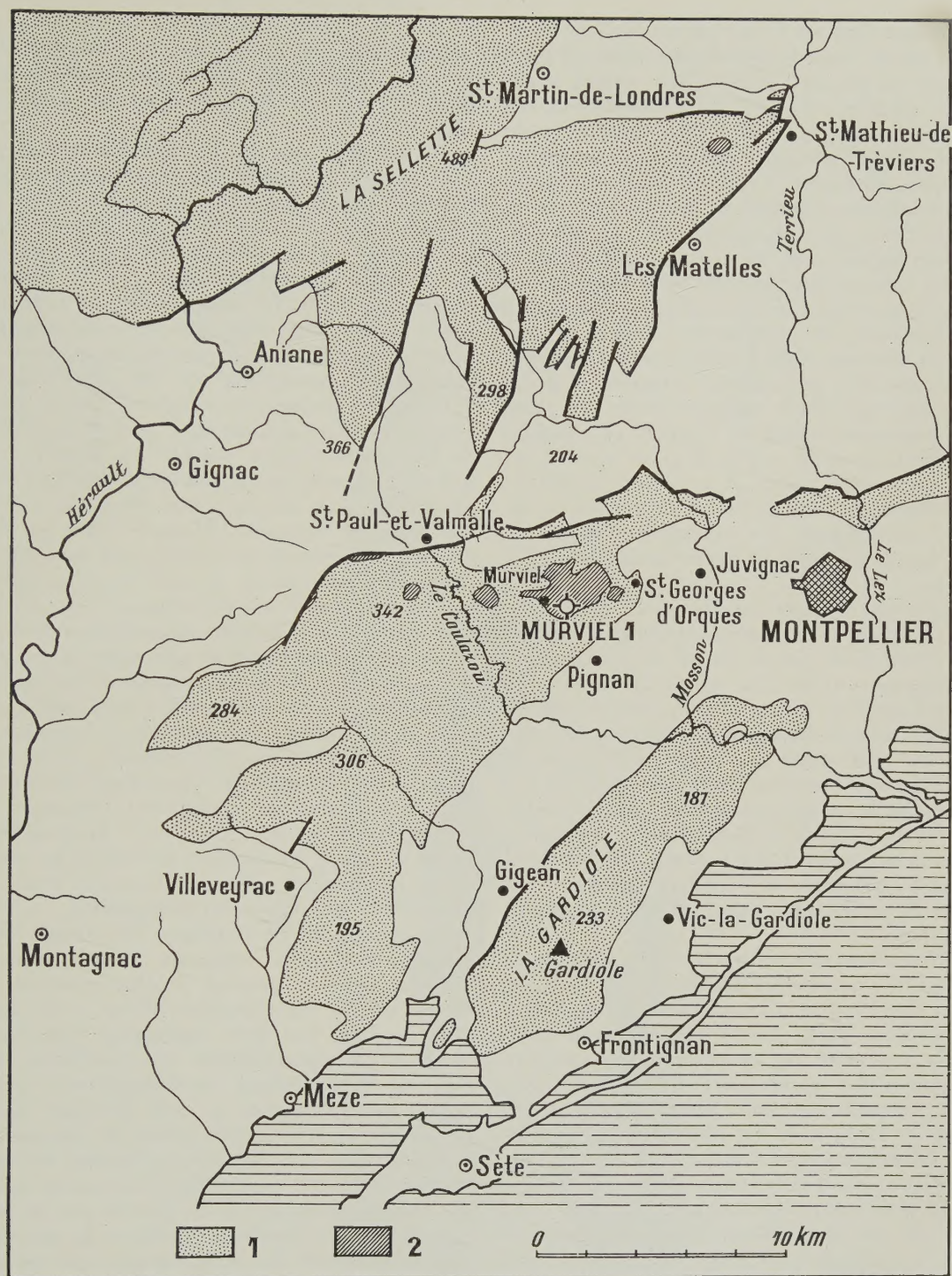


FIG. 1. — Carte schématique du pli de Montpellier et de ses abords.

1 : Jurassique ; 2 : Lias.

pli de Montpellier est limité par un contact anormal, au tracé sinueux, développé entre le pays jurassique et un pays plissé d'âge crétacé supérieur et tertiaire : le synclinal de Saint-Paul-et-Valmalle. Le long de toute cette zone frontale du « pli », l'indépendance structurale réciproque de ces deux domaines se traduit par l'orientation des ondulations affectant le matériel tertiaire. Les axes de ces plis ne moulent pas, en effet, le front jurassique, mais lui sont parfois orthogonaux. Le contact anormal est localement mis en évidence par le repos incontestable du Jurassique sur le Tertiaire, aux abords de Grabels notamment. Cet accident, dont l'inclinaison est variable et paraît liée à la position de l'intersection de sa surface par la surface topographique, est très plat à proximité même de Grabels, et s'incline vers le Sud au point où la Mosson pénètre en gorge dans le Jurassique. A proximité de Saint-Paul-et-Valmalle, des travaux de recherche de bauxite ont dégagé, sur quelques mètres, sa surface gondolée dont la pente oscille de 30 à 50° Sud.

Jusqu'à une époque récente, deux faits militaient en faveur d'un chevauchement important vers le Nord de la masse du pli de Montpellier.

— Un paquet de Miocène marin fossilifère a été rencontré dans le tunnel d'adduction d'eau de La Valette, sous le Jurassique : l'examen des conditions de contact de ces deux formations est malheureusement aujourd'hui impossible et n'a fait, à l'époque du creusement du tunnel, l'objet d'aucun rapport écrit de la part du géologue qui assurait la surveillance des travaux. Seul le terril de déblais provenant de la galerie atteste de la véracité de ce fait sans autoriser de plus amples spéculations.

— Un sondage effectué par la Société nationale de pétrole Languedoc-Méditerranée (S. N. P. L. M.), près de Pézenas (Castelnau III), sur l'enveloppe tertiaire de la zone d'engorgement sud-ouest du « pli », a pénétré une série jurassique complète reposant sur une semelle de Trias supérieur. Il a ensuite traversé une faille inverse mettant en contact ce Trias avec du Lias moyen appartenant à un élément structural sous-jacent. Ce sondage se trouvait, d'autre part, situé en prolongement de la direction épousée par l'accident frontal du pli de Montpellier, avant que celui-ci soit voilé, quelques kilomètres plus au Nord-Est, par les terrains récents de la plaine de l'Hérault. L'identification de la faille inverse du sondage avec le cisaillement frontal du pli de Montpellier était donc probable.

Dans cette hypothèse, la corde tendue entre les deux points extrêmes nord-est (La Valette) et

sud-ouest (Pézenas) de l'arc jurassique, où le chevauchement est connu, devait permettre d'apprécier l'ampleur des masses déplacées. La flèche de ce déplacement était ainsi estimée à plusieurs kilomètres.

Un sondage plus ancien, foré sur le massif de La Gardiole, a pénétré dans le tréfonds du pli le plus méridional une série incomplète où le Lias marneux repose à — 1 583 m, par l'intermédiaire d'un mince coussinet de marnes à gypse du Keuper, sur des schistes attribués, par M. Thorat, à l'Infra-Cambrien. La suppression du Lias inférieur, au sein d'un élément structural apparemment non faillé, évoque un rabotage basal par traînée de la couverture sur son substratum.

La figure d'ensemble, composée par le pli de Montpellier-La Gardiole et le fossé intermédiaire de Montbazin-Gigean comblé de Miocène, n'est pas sans rappeler la disposition d'éléments structuraux flués en bordure des Cévennes : région d'Alès ou de Clermont-l'Hérault. Dans ces deux cas, des éléments de couverture, au cours du déplacement de celle-ci, se sont trouvés arrêtés, soit par des écueils dus à l'irrégularité du substratum, soit par la déficience momentanée du matériau plastique sur lequel ils glissaient. A leur aval, la continuation de la progression de la masse de la couverture en mouvement a créé une distension, et par voie de conséquence, l'étirement des masses sédimentaires et la formation d'une vaste niche d'arrachement. Il était donc tentant de relier ces faits ou ces analogies et d'imaginer que le complexe structural, Gardiole — fossé de Montbazin — pli de Montpellier, procède d'un seul et même phénomène : glissement vers le Nord d'un élément de couverture en déséquilibre.

Cette proposition implique l'existence, en ce point, d'une pente régionale vers le Nord au moment où s'est produit le glissement et, par corollaire, la manifestation d'une zone haute vers le Sud. Des faits analogues sont connus en bordure septentrionale des Corbières et de l'arc de Saint-Chinian où d'importants phénomènes de glissements se sont produits durant la subsidence tertiaire du sillon de Carcassonne, pris dans son sens large. Le synclinal de Saint-Paul-et-Valmalle représente l'extrémité distale de cette zone déprimée et affectée par la subsidence, il recèle plusieurs centaines de mètres de dépôts tertiaires. La sédimentation sur les deux versants du synclinal présente des caractères fort différents : fine et parfois gréseuse au Nord, elle devient grossièrement détritique au Sud. Les éléments des brèches ou conglomérats qui y sont développés ont été manifestement empruntés à un important relief situé plus au Sud. La submer-

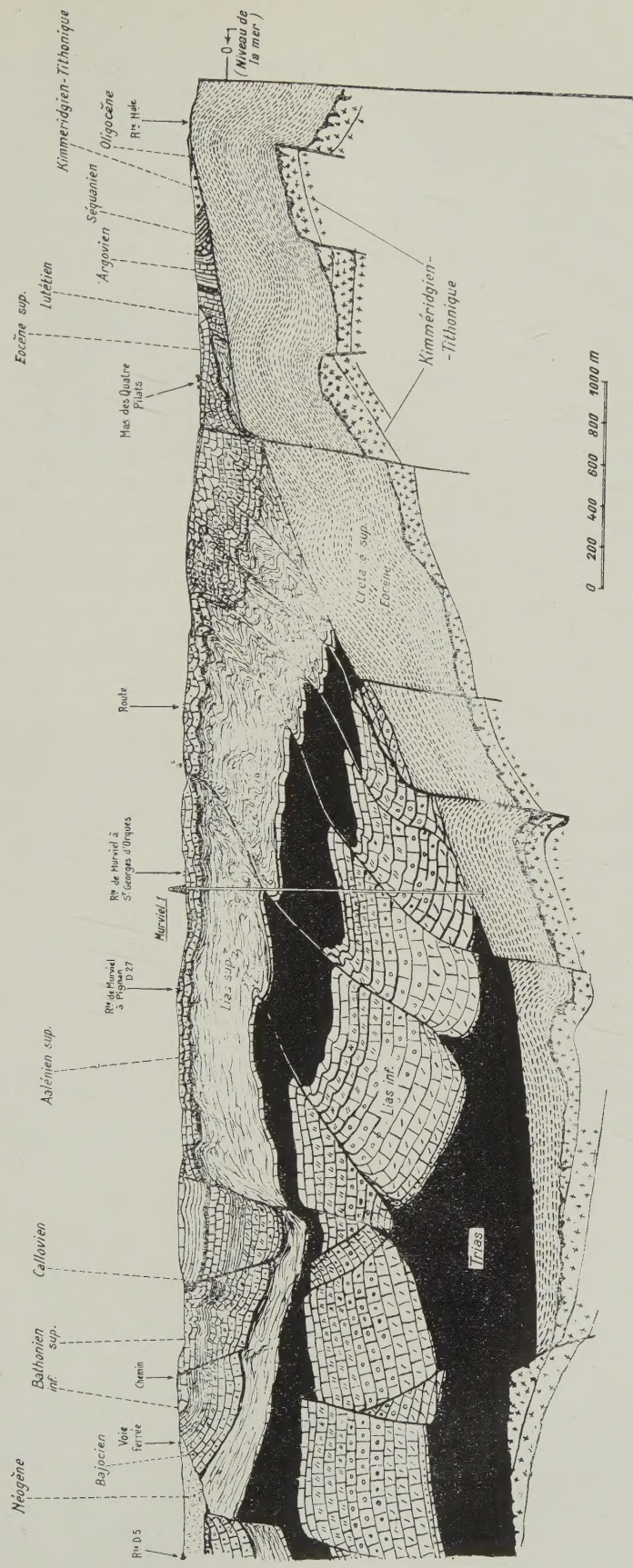


FIG. 2. — Coupe S-N du pli de Montpellier passant par le sondage Murviel 1.

sion, au Lutétien supérieur (calc. à *Bulimus opei*), d'une partie de ce relief déjà plissé permet d'apprécier le travail alors accompli par l'érosion. Celle-ci ayant affouillé la puissante carapace du Jurassique supérieur avait localement dégagé les assises du Dogger. Il semble que le glissement généralisé de la masse secondaire se soit produit durant la fin de l'Éocène et peut-être au début de l'Oligocène ; toute la partie frontale du « pli » paraît s'être abîmée dans les eaux du lac nummulitique et s'être ensevelie sous ses propres débris, souvent si peu façonnés et triés par les eaux qu'il est parfois difficile de les distinguer des affleurements de roches en place.

Les divers faits invoqués, tant structuraux que paléogéographiques, laissaient toutefois jusqu'ici à cette reconstitution un caractère hypothétique, d'autant plus que la pente régionale de la surface du Jurassique, depuis les Cévennes jusqu'à la Méditerranée, est aujourd'hui apparemment de sens inverse.

Au cours de l'été 1958, un forage exécuté par la C. E. P. sur le flanc sud du dôme liasique de Murviel, entre cette dernière localité et Pignan, soit à environ 4 km du front du pli, a permis de vérifier l'importance du déplacement vers le Nord du pli de Montpellier.

Implanté à la base des calcaires siliceux de l'Aalénien supérieur, ce sondage a pénétré 773 m de Lias marneux localement redoublé par faille inverse entre 367 et 438 m, puis 629 m de Lias calcaire dont 193 m d'Hettangien. A 1 403 m, un contact anormal entre cet Hettangien et un complexe crétacico-éocène d'argiles rouges à passées gréseuses et de calcaires lacustres à *Microcodium* a été traversé. Les assises supportant ainsi l'Hettangien sont attribuables avec certitude à la partie inférieure des séries de comblement du synclinal de Saint-Paul-et-Valmalle ; celui-ci s'étend donc sous la presque totalité du pli de Montpellier.

D'autre part, le fond du bassin se trouve aujourd'hui basculé de 1 400 m par rapport aux affleurements de même âge situés sur le bord sud

apparent du synclinal de Saint-Paul-et-Valmalle. Si l'on admet, à titre d'hypothèse minimale, une valeur³ de 175 m par kilomètre pour l'inversion post-éocène du pendage régional, on peut convenir que, lorsque le glissement s'est terminé, l'inclinaison de la surface supérieure de la masse déplacée était, au front du pli, voisine de 9° NNW. En revanche, la pente de son substratum, dans la zone amont, devait être beaucoup plus accentuée : en effet, toujours pour la même valeur du basculement régional, il conviendrait d'admettre que la surface de contact Antécambrien-Secondaire sur l'axe de La Gardiole a subi un affaissement d'une valeur de 1 400 à 2 800 m. Cet axe passe au SE de Fabrègues à 8 km du sondage.

Cette surface devait donc se tenir au moment du glissement à une altitude absolue supérieure à 0 et vraisemblablement voisine de 1 000 m. A hauteur du sondage Murviel 1, en admettant que le glissement ait progressé selon un plan voisin de zéro, la série secondaire ayant au moins 3 000 m d'épaisseur, la même surface de base du Trias devait se tenir entre les cotes — 3 000 et — 4 000 m. La dénivellation du socle atteignait donc vraisemblablement la valeur exceptionnelle de 4 000 et 5 000 m et la pente moyenne qui l'a provoqué le glissement devait être voisine de 25°. Il est vraisemblable qu'une faille décomposait ce plan incliné théorique en deux panneaux. Le revêtement sédimentaire du panneau plus élevé aurait finalement glissé sur le domaine affaissé. Le développement de ce phénomène a, sans doute, été facilité par cette solution de continuité structurale qui le privait de son appui aval ainsi que par l'action de l'érosion : démantèlement pré-lutétien d'une partie de son armature calcaire d'âge jurassique supérieur et affouillement de la base du talus tectonique.

3. Soit environ la moitié de la pente constatée entre la cote — 1 400 de l'Éocène dans le sondage et l'affleurement des mêmes couches au front du pli. Cette estimation réduite tient compte de l'intervention possible de phénomènes d'invagination vers le Sud de la masse synclinale postérieurement à l'Oligocène.